



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Relokalisierung von Erdbeben im südlichen Wiener Becken
und angrenzenden Gebieten
im Rahmen des Carpathian Basins Project

angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer.nat.)

Verfasserin / Verfasser:	Stefan Hoyer
Matrikel-Nummer:	0308073
Studienrichtung (lt. Studienblatt):	Geophysik
Betreuerin / Betreuer:	O. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. phil. Ewald Brückl

Wien, im April 2011

Zusammenfassung

Zwischen April 2007 und August 2008 waren 15 Breitband Seismometer Stationen in Ostösterreich im Rahmen des *Carpathian Basins Project* in Betrieb. Die Daten dieser Stationen wurden verwendet um Erdbeben im Mur-Mürztal und dem südlichen Wiener Becken zu lokalisieren. In diesem Gebiet wird auch das höchste seismische Risiko Ostösterreichs erwartet (Hammerl und Lenhardt, 1997).

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist die Verbesserung der von der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) ermittelten Lokationen durch eine auf den neu erhobenen seismischen Daten basierende Relokalisierung. Die von der ZAMG publizierten Lokationen beruhen auf den Daten der Permanentseismometernetze Österreichs und angrenzender Länder. Da diese Netzwerke im Untersuchungsgebiet keine hohe Stationsdichte aufweisen, können kleinere Erdbeben nur mit hoher Unsicherheit lokalisiert werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wird gezeigt, dass die Lokationsgenauigkeit durch die Verwendung des temporären Netzwerks deutlich erhöht werden kann. Durch die Verwendung eines kalibrierten 3D Geschwindigkeitsmodells zur Laufzeitberechnung kann eine weitere Verbesserung der Hypozentren erzielt werden (Hausmann et al., 2010).

Um ein besseres Verständnis für die aktive Tektonik und das seismische Risiko zu erlangen ist eine gute Kenntnis der Erdbebenlokationen Voraussetzung.

Abstract

Between April 2007 and August 2008 15 Broadband Seismometer stations had been deployed in Eastern Austria in the framework of the *Carpathian Basins Project*. The data of these stations was used to relocate seismic events in the Mur-Mürz valley and the southern Vienna Basin. This is also the region with the highest expected seismic risk in Eastern Austria (Hammerl and Lenhardt, 1997).

The aim of this work is to enhance the locations determined by the Austrian Central Institute for Metrology and Geodynamics (ZAMG) through a relocation based on the newly acquired additional seismological data. The original locations published by ZAMG are based on data from the permanent seismic networks in Austria and adjacent countries. Since these networks are not very dense in the region of interest, small events can only be located with great uncertainty.

I can show in this thesis that location accuracy is significantly improved by the addition of the temporary seismic stations. Hypocenters are even further improved by using a calibrated 3D velocity model for travel time calculation (Hausmann et al., 2010).

To gain a better understanding of current tectonics and ultimately the seismic hazard of the region a good knowledge of earthquake locations is essential.

Inhaltsverzeichnis

1	Bestimmung des Hypozentrums – Erdbebenlokalisierung.....	1
1.1	Einleitung	1
1.2	Laufzeitberechnung	2
1.2.1	Analytische Laufzeitberechnung im geschichteten Medium ...	2
1.2.2	Lösung der Eikonalgleichung	6
1.2.3	Ray Tracing.....	8
1.3	Lokalisierung.....	12
1.3.1	Linearisierte Methode nach Geiger	12
1.3.2	Joint Hypocenter Determination (JHD).....	14
2	Das Wiener Becken	16
2.1	Lage des Wiener Beckens	16
2.2	Geologischer Bau	18
2.3	Tektonischer Bau.....	18
3	Erdbeben in Österreich	20
3.1	Seismizität und Bebengefährdung im Wiener Becken	22
3.2	Historisch bedeutsame Erdbeben im Untersuchungsgebiet	23
4	Das Carpathian Basins Project.....	25
5	Seismologisches Netzwerk.....	26
5.1	Akquisition und Stationsaufbau.....	28
6	Daten.....	29
6.1	Seismische Daten.....	29
6.1.1	Beurteilung der Datenqualität.....	30
6.2	Modelldaten, Geschwindigkeitsmodell	33

7	Methodik	34
8	Ergebnis	38
8.1	Ausgangslage: Lokationen des seismologischen Dienstes.....	39
8.2	Single Event Lokationen im 1D Geschwindigkeitsmodell, HYPO71	42
8.3	Ergebnisse aus der „Joint Hypocenter Determination“	44
8.4	Ergebnisse im 3D-Geschwindigkeitsfeld	46
9	Diskussion.....	48
9.1	Analyse der Sprengungen im Steinbruch Pauliberg	48
9.2	Fehleranalyse der Epizentrenverteilungen.....	52
9.3	Interpretation.....	54
10	Schlussfolgerungen	59
11	Literaturverzeichnis.....	I
12	Curriculum vitae	IV

1 Bestimmung des Hypozentrums – Erdbebenlokalisierung

1.1 Einleitung

Eine der Kernaufgaben der Seismologie ist die Bestimmung der Hypozentren und Herdzeiten von Erdbeben. Das Berechnungsprinzip basiert auf Laufzeitmessungen, die in Distanzen umgerechnet werden, ähnlich der Positionsbestimmung per GPS, nur ist in der Seismologie das Geschwindigkeitsfeld und damit verbunden die Strahlenwege weit komplizierter und man kann, im Gegensatz zu GPS-Positionsbestimmungen, die Messung nicht wiederholen, man ist auf eine einzige Messung angewiesen. Theoretisch genügen vier unabhängige Beobachtungen, um die vier Unbekannten, das sind die drei Raumkoordinaten und die Herdzeit, zu bestimmen. Da aber das Geschwindigkeitsfeld nicht hinreichend bekannt ist, und auch jede Messung fehlerbehaftet ist, werden möglichst viele Ersteinsatzzeiten bestimmt und mittels statistischer Methoden ausgewertet.

Wie oben bereits erwähnt, setzt sich die Lokalisierungsroutine aus zwei Teilen zusammen: der Laufzeitbestimmung und deren Umrechnung in Distanzen und der aus diesen Daten berechneten Lokation. Damit wird bereits das erste Problem offensichtlich, da für die Berechnung der Laufzeiten aus den Ersteinsatzzeiten bereits eine Lokation bekannt sein muss. Daher wird bei den meisten Verfahren zunächst ein Hypozentrum angenommen, von dem aus die Laufzeiten berechnet und mit den beobachteten verglichen werden. Dann kann durch ein iteratives Vorgehen das Hypozentrum schrittweise angenähert werden.

Im folgenden Kapitel wird zunächst die Laufzeitberechnung bei vorgegebenem Hypozentrum diskutiert.

1.2 Laufzeitberechnung

1.2.1 Analytische Laufzeitberechnung im geschichteten Medium

In einem Halbraum berechnet sich die Laufzeit T einer Welle einfach nach der Formel

$$T = \sqrt{z^2 + x^2} \cdot \frac{1}{v} \quad \text{Gleichung 1.1}$$

wobei z die Tiefe des Bebenherdes, x die Horizontaldistanz zwischen Epizentrum und der Station und v die seismische Geschwindigkeit darstellt.

Im Falle eines geschichteten Mediums ist eine Fallunterscheidung notwendig. Der Ersteinsatz ist bis zu einer gewissen Entfernung von der Quelle die direkte Welle, ab diesem kritischen Punkt wird der Ersteinsatz eine refraktierte Welle sein.

Die Laufzeit der direkten Welle ist, sofern sich das Hypozentrum nicht in der ersten Schicht befindet, nicht als Funktion von x und z berechenbar, es muss zunächst der Abstrahlwinkel an der Quelle bestimmt werden. Dieses Problem ist nicht analytisch lösbar, somit muss der Abstrahlwinkel numerisch, zum Beispiel durch einfache iterative Verfahren, bestimmt werden. Auf die Bestimmung des Abstrahlwinkels wird später im Kapitel 1.2.3. *Ray Tracing* näher eingegangen. Ist der Abstrahlwinkel einmal bestimmt, können auch die Strahlwinkel in den anderen Schichten nach dem Snelliusschen Brechungsgesetz berechnet werden. Die Gleichungen 1.2 bis 1.6 sind von Eaton (1969).

Ausgehend von einem Mehrschichtfall und einer Quelle mit der Tiefe Z in der

N -ten Schicht kann die Laufzeit zum Beispiel mit folgender Formel angegeben werden:

$$T = \sum_{i=1}^{N-1} \frac{H_i}{\cos(\vartheta_i) \cdot v_i} + \frac{Z - Z_N}{\cos(\vartheta_N) \cdot v_N} \quad \text{Gleichung 1.2}$$

H_i , v_i und ϑ_i bezeichnen Mächtigkeit, seismische Geschwindigkeit und Strahlwinkel in der i -ten Schicht, Z_N ist die Tiefe der Oberkante der N -ten Schicht.

Ist die Entfernung zur Quelle größer als die kritische Distanz, ist der Ersteinsatz, wie zuvor bereits erwähnt, eine refraktierte Welle.

Betrachtet man nun wieder selbigen Mehrschichtfall mit derselben Quelle und eine Station mit der Horizontaldistanz D zum Epizentrum, lässt sich die Laufzeit T der an der M -ten Schicht refraktierten Welle angeben:

$$T = T_{in}(Z, M) + \frac{D}{v_M} \quad \text{Gleichung 1.3}$$

Hier ist $T_{in}(Z, M)$ die Interceptzeit von der Tiefe Z zur M -ten Schicht und zur Oberfläche und v_M die seismische Geschwindigkeit der M -ten Schicht.

Diese Interceptzeit kann in zwei Terme aufgegliedert und dann wie folgt angeschrieben werden:

$$T_{in}(Z, M) = T_{in}(N, M) - \frac{(Z - Z_N) * \cos(\vartheta_N^M)}{v_N} \quad \text{Gleichung 1.4}$$

$T_{in}(N, M)$ bezeichnet wieder die Interceptzeit, diesmal aber von der Oberkante der N-ten Schicht zur M-ten Schicht und zur Oberfläche, der zweite Term in dieser Gleichung ist die Interceptzeit von der Oberkante der N-ten Schicht (Z_N) zur Tiefe der Quelle (Z). Das Argument des Kosinus ist der Winkel des an der M-ten Schicht refraktierten Wellenpfades in der N-ten Schicht.

Weiters kann $T_{in}(N,M)$ folgendermaßen berechnet werden:

$$T_{in}(N, M) = \sum_{i=N}^{M-1} \frac{H_i * \cos(\vartheta_i^M)}{v_i} + \sum_{i=1}^{M-1} \frac{H_i * \cos(\vartheta_i^M)}{v_i} \quad \begin{array}{l} \text{Gleichung} \\ 1.5 \end{array}$$

H_i ist die Mächtigkeit der i -ten Schicht, die erste Summe beschreibt die Interceptzeit von der Oberkante der Schicht, in der sich die Quelle befindet zum Refraktor, die zweite Summe vom Refraktor an die Oberfläche.

Aus dem Snelliusschen Brechungsgesetz kann man einen Ausdruck für den Kosinusterm in Abhängigkeit der seismischen Geschwindigkeiten ableiten:

$$\cos(\vartheta_i^M) = \frac{\sqrt{v_M^2 - v_i^2}}{v_M} \quad \text{Gleichung 1.6}$$

Damit lässt sich die Laufzeit einer refraktierten Welle in Abhängigkeit von geometrischen Größen und den seismischen Geschwindigkeiten exakt berechnen, allerdings ist man bei der Wahl des Geschwindigkeitsmodells stark eingeschränkt, da nur eine vertikale Geschwindigkeitsvariation zugelassen wird. Vergleicht man nun die verschiedenen refraktierten Laufzeiten und die direkte Laufzeit miteinander, kann man den Ersteinsatz und die zugehörige Modelllaufzeit bestimmen.

Für die analytische Berechnung der Laufzeiten wurden starke Einschränkungen für das Geschwindigkeitsfeld getroffen. Für kompliziertere Geometrien als den simplen Mehrschichtfall wird eine analytische Berechnung jedoch, wenn überhaupt möglich, sehr schnell impraktikabel. Für die Laufzeitberechnung in beliebigen 3D Geschwindigkeitsmodellen sind numerische Verfahren wie zum Beispiel die Lösung der Eikonalgleichung und das Konzept des Ray Tracing geeignet.

1.2.2 Lösung der Eikonalgleichung

Die Eikonalgleichung ist eine nicht-lineare partielle Differentialgleichung, die aus der Wellengleichung gewonnen wird. Durch numerische Verfahren wie die finite Differenzen Methode lässt sich die Eikonalgleichung lösen. Die an das Geschwindigkeitsmodell gestellten Restriktionen sind weit geringer als für die oben vorgestellte analytische Laufzeitberechnung, für die nur ein geschichtetes Medium, also ein 1D-Geschwindigkeitsmodell, zugelassen wird. Für die numerische Lösung der Eikonalgleichung können dreidimensionale Modelle verwendet werden, allerdings dürfen keine Geschwindigkeitssprünge auftreten, die seismischen Geschwindigkeitsübergänge müssen glatt verlaufen. Die hier präsentierte Herleitung ist leicht verändert aus Lay und Wallace (1995).

Ausgehend von der Wellengleichung

$$\frac{\partial^2}{\partial x_i^2} \Phi(x_i, t) = \frac{1}{v(x_i)^2} \cdot \frac{\partial^2}{\partial t^2} \Phi(x_i, t) \quad \text{Gleichung 1.7}$$

mit dem exponentiellen Lösungsansatz

$$\Phi(x_i, t) = A(x_i) \cdot e^{-j(\omega t - k_i x_i)} \quad \text{Gleichung 1.8}$$

führt nach Umformen und Einsetzen von

$$T(x_i) = \frac{k_i x_i}{\omega} \quad \text{Gleichung 1.9}$$

in die Wellengleichung auf

$$\frac{\partial^2}{\partial x_i^2} A(x_i) \cdot e^{-j\omega(t-T(x_i))} = \frac{1}{v(x_i)^2} \cdot A(x_i) \frac{\partial^2}{\partial t^2} \cdot e^{-j\omega(t-T(x_i))} \quad \begin{array}{l} \text{Gleichung} \\ 1.10 \end{array}$$

Nach ausdifferenzieren und Elimination des Exponentialterms ergibt sich folgende Beziehung:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial x_i^2} A(x_i) - A(x_i) \cdot \omega^2 \left[\frac{\partial T(x_i)}{\partial x_i} \right]^2 \\ + i \left[2 \cdot \frac{\partial}{\partial x_i} A(x_i) \frac{\partial}{\partial x_i} T(x_i) + A(x_i) \cdot \frac{\partial^2}{\partial x_i^2} T(x_i) \right] = \\ = \frac{-\omega^2}{v(x_i)^2} \cdot A(x_i) \end{aligned}$$

Gleichung 1.11

Nachdem die rechte Seite rein reell ist, muss der Imaginärteil verschwinden, und die Gleichung lässt sich in folgender Form anschreiben:

$$\left[\frac{\partial}{\partial x_i} T(x_i) \right]^2 - \frac{1}{v(x_i)^2} = \frac{1}{\omega^2 \cdot A(x_i)} \cdot \frac{\partial^2}{\partial x_i^2} A(x_i) \quad \text{Gleichung 1.12}$$

Die rechte Seite ist $\frac{1}{\omega^2}$ multipliziert mit dem Quotienten von der Divergenz des Gradienten des Amplitudenterms durch die Amplitude selbst. Ist also die räumliche Änderung des Gradienten der Amplitude klein gegenüber der Amplitude, wird dieser Term klein. Für hohe Frequenzen geht $\frac{1}{\omega^2}$ schnell gegen null. Räumliche Änderungen des Gradienten der Amplitude sind auf seismische Geschwindigkeitssprünge zurückzuführen. Für hohe Frequenzen und stetige Geschwindigkeitsübergänge kann man die rechte Seite von Gleichung 1.12 vernachlässigen, und man erhält die Eikonalgleichung.

$$\left[\frac{\partial}{\partial x_i} T(x_i) \right]^2 = \frac{1}{v(x_i)^2} \quad \text{Gleichung 1.13}$$

Aus dieser Gleichung kann man zum Beispiel mittels finiter Differenzen die Laufzeit $T(x_i)$ einer Wellenfront in einem Geschwindigkeitsfeld $v(x_i)$ bestimmen. Aufgrund der zuvor gemachten Annahmen und Vereinfachungen ist die Lösung der Eikonalgleichung keine analytisch exakte Lösung der Wellengleichung, in den meisten Fällen ist sie jedoch anwendbar.

1.2.3 Ray Tracing

Die *Ray Tracing* Gleichungen sind ein System von partiellen Differenzialgleichungen, das zur Laufzeitberechnung entlang eines Stahlweges verwendet werden kann. Es gibt verschiedene Möglichkeiten ein Ray Tracing Gleichungssystem herzuleiten. Hier wird beschrieben, wie ein System von Ray Tracing Gleichungen aus der Eikonalgleichung hergeleitet werden kann. Äquivalente Systeme von Ray Tracing Gleichungen können aber auch aus dem Fermatschen Prinzip oder dem Snelliusschen Brechungsgesetz hergeleitet werden. Die Formeln und Herleitungen in diesem Kapitel stammen alle von Vlastislav Červený (2001).

Definiert man zunächst den Slowness-Vektor

$$p_i = \frac{\partial}{\partial x_i} T(x_i), \quad \text{Gleichung 1.14}$$

lässt sich die Eikonalgleichung in der folgenden Form anschreiben:

$$\mathcal{H}(x_i, p_i) = \left[\frac{\partial}{\partial x_i} T(x_i) \right]^2 - \frac{1}{v(x_i)^2} = p_i p_i - \frac{1}{v(x_i)^2} = 0 \quad \text{Gleichung 1.15}$$

Es handelt sich um eine nicht-lineare partielle Differentialgleichung, auf deren charakteristischen Kurven sich das folgende System von linearen Differentialgleichungen herleiten lässt (Hier ohne Beweis und Herleitung):

$$\frac{dx_i}{du} = \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial p_i} \quad \frac{dp_i}{du} = -\frac{\partial \mathcal{H}}{\partial x_i} \quad \frac{dT}{du} = p_i \frac{\partial \mathcal{H}}{\partial p_i} \quad \text{Gl. 1.16 a,b,c}$$

Die Bedeutung des Parameters u ist zunächst unklar, wird aber später deutlich. Betrachtet man zunächst die Funktion \mathcal{H} , kann man feststellen, dass wenn $\mathcal{H} = 0$ erfüllt ist, auch $\mathcal{H}' = \frac{1}{n} \mathcal{H}^{n/2} = 0$ zumindest für alle $n \in \mathbb{N} \setminus 0$ erfüllt sein muss.

Der Grenzwert $n \rightarrow 0$ lässt sich mit der Regel von de l'Hospital ermitteln und ergibt $\mathcal{H}'(x_i, p_i) = \frac{1}{2} \ln(p_i p_i \cdot v(x_i)^2)$. Setzt man nun die Funktion \mathcal{H}' in Gleichung 1.16-c mit $n=0$ ein und führt die Differentiation auf der rechten Seite aus, ergibt sich $dT/du = 1$. Daraus folgt, dass in diesem Fall der Parameter u gleich der Laufzeit T ist.

Bestimmung des Hypozentrums – Erdbebenlokalisierung

Für n können nun verschiedene, beliebige Werte eingesetzt werden, es ergeben sich die folgenden Ray Tracing Gleichungen:

$n = 0$	$\Rightarrow \frac{dT}{du} = 1; u = T$	
$\frac{dx_i}{dT} = (p_k p_k)^{-1} p_i$	$\frac{dp_i}{dT} = -\frac{\partial \ln(v)}{\partial x_i}$	$\frac{dT}{dT} = 1$
$n = 1$	$\Rightarrow \frac{dT}{du} = \frac{1}{v}; u = s$	$s \dots \text{Strahllänge}$
$\frac{dx_i}{ds} = (p_k p_k)^{-1/2} p_i$	$\frac{dp_i}{ds} = \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{1}{v}$	$\frac{dT}{ds} = \frac{1}{v}$
$n = 2$	$\Rightarrow \frac{dT}{du} = \frac{1}{v^2}; u = \sigma$	
$\frac{dx_i}{d\sigma} = p_i$	$\frac{dp_i}{d\sigma} = \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{1}{v^2}$	$\frac{dT}{d\sigma} = \frac{1}{v^2}$

Tabelle 1.1: Drei mögliche Systeme von Ray-Tracing Gleichungen

Die *Ray Tracing* Gleichungen sind nur auf einem Strahlweg gültig. Bevor man sie lösen kann, muss also der Strahlweg bestimmt werden. Nach dem Fermatschen Prinzip ist ein Strahl jener Weg, der einem Laufzeitminimum entspricht. Kennt man die Anfangsbedingungen des Strahls, das sind im 3D Fall der horizontale und vertikale Abstrahlwinkel, kann man durch Lösung der *Ray Tracing* Gleichungen den gesamten Strahlweg bestimmen. Allerdings kann man mit dieser Methode nur den Startpunkt festlegen. Deshalb wird diese Methode „Initial value Ray Tracing“ genannt. Für die Laufzeitberechnung müssen jedoch zwei Punkte, das Hypozentrum und die Stationskoordinaten, vorgegeben werden. Um hier den zugehörigen Strahlweg zu finden, gibt es im Wesentlichen zwei Möglichkeiten, die „Shooting“ und die „Bending“-Methoden.

Die Shooting-Methoden gehören eigentlich zu den Initialwert Methoden, da die Anfangswerte vorgegeben und iterativ verbessert werden, bis die Stationskoordinaten von dem Strahl getroffen werden. Bei den Bending Methoden wird zunächst ein Wellenpfad angenommen, der beide Punkte verbindet. Diese erste Annahme ist im Allgemeinen kein physikalisch sinnvoller Strahlenweg. Mit verschiedenen Methoden wird dann der Wellenpfad an das Geschwindigkeitsmodell angepasst, bis das Fermat'sche Prinzip erfüllt ist, das heißt ein Laufzeitminimum gefunden ist.

Ein Nachteil des Ray Tracing gegenüber der Lösung der Eikonal Gleichung ist, dass der gefundene Strahlweg vor allem bei komplizierten Geschwindigkeitsmodellen möglicherweise nicht den Weg der kürzesten Laufzeit trifft, sondern nur ein lokales Minimum gefunden wird. Bei der Laufzeitberechnung durch die numerische Lösung der Eikonalgleichungen hingegen wird sicher der echte Ersteinsatz gefunden, da die Eikonalgleichung ja nicht für einzelne Strahlen, sondern für die gesamte Wellenfront berechnet wird, wodurch das Lösen der Eikonalgleichung allerdings sehr rechenintensiv und damit zeitaufwendig wird.

1.3 Lokalisierung

Bei den Methoden zur Laufzeitberechnung ist immer der Ort der Quelle, das Hypozentrum, als bekannt vorausgesetzt. Nun ist das Hypozentrum im allgemeinen, sofern es sich nicht um eine künstliche Quelle handelt, *a priori* unbekannt, daher wird bei den hier vorgestellten Methoden erst ein Hypozentrum angenommen, und dann iterativ verbessert.

1.3.1 Linearisierte Methode nach Geiger

Der Zusammenhang zwischen Lokation des Bebenherdes und der Laufzeit zu einem beliebigen Punkt ist nicht linear. Um zu einer Lösung zu kommen, kann das Problem durch eine Taylorreihenentwicklung und Abbruch nach dem Linearen Term linearisiert werden. Wären die verwendeten Daten nicht fehlerbehaftet und würde das Geschwindigkeitsmodell der Realität entsprechen, könnte das so erhaltene Gleichungssystem direkt gelöst werden. In der seismologischen Praxis dagegen wird das Gleichungssystem nach der Methode der kleinsten Quadrate gelöst. Die Herleitung und die Gleichungen 1.17 bis 1.20 sind Lee und Lahr (1975) entnommen.

Ausgehend von einem angenommenen Hypozentrum mit den Koordinaten $x_{i,H}$ und der Herdzeit T wird die Laufzeit zu allen Stationen berechnet. Betrachtet man die i -te Station mit den Koordinaten $x_{j,i}$, der berechneten Laufzeit τ_i und der aus den Daten bestimmten Laufzeit t_i , lässt sich das Residuum definieren:

$$R_i = t_i - \tau_i \quad \text{Gleichung 1.17}$$

Die Taylorreihenentwicklung des Residuums für die i-te Station ergibt nach Abbruch nach dem linearen Term:

$$R_i = dT + \frac{\partial t_i}{\partial x_j} dx_j + e_i \quad \text{Gleichung 1.18}$$

Der Fehlervektor e_i in Gleichung 1.18 soll minimal sein. Um die Extremwertaufgabe zu lösen, werden die partiellen Ableitungen von e_i nach ∂t und ∂x_i null gesetzt, was auf die folgenden vier Gleichungen führt:

$$\begin{aligned} n \cdot dT + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_i}{\partial x_j} \cdot dx_j &= \sum_{i=1}^n R_i \\ \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_1} \cdot dT + \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_1} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_i}{\partial x_j} \cdot dx_j &= \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_1} \cdot R_i \\ \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_2} \cdot dT + \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_2} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_i}{\partial x_j} \cdot dx_j &= \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_2} \cdot R_i \\ \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_3} \cdot dT + \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_3} \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_i}{\partial x_j} \cdot dx_j &= \sum_{i=1}^n \frac{\partial t_i}{\partial x_3} \cdot R_i \end{aligned} \quad \begin{array}{l} \text{Gleichungen} \\ 1.19 \text{ a,b,c,d} \end{array}$$

Löst man nun das Gleichungssystem nach dT , dx_1 , dx_2 und dx_3 auf, ergibt das den Anpassungsvektor (dT, dx_1, dx_2, dx_3) . Die Koordinaten des verbesserten Hypozentrums ergeben sich damit zu:

$$\begin{pmatrix} T_{H.neu} \\ x_{1,H.neu} \\ x_{2,H.neu} \\ x_{3,H.neu} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_H + dT \\ x_{1,H} + dx_1 \\ x_{2,H} + dx_2 \\ x_{3,H} + dx_3 \end{pmatrix} \quad \text{Gleichung 1.20}$$

Dieses Verfahren wird solange iterativ fortgesetzt, bis der Anpassungsvektor eine zuvor bestimmte Größe unterschreitet. Wie schnell dieses Verfahren konvergiert ist stark von der Genauigkeit der ersten Annahme des Hypozentrums abhängig.

1.3.2 Joint Hypocenter Determination (JHD)

Beim JHD Verfahren wird simultan für Herdparameter einer ganzen Gruppe von Erdbeben und statischen Stationskorrekturen invertiert. Die JHD Methode nützt die Tatsache aus, dass Fehler in der Laufzeitberechnung, die auf Grund der Verwendung eines vereinfachten Erdmodells (1D-Geschwindigkeitsfeld) entstehen, für eine Gruppe von Erdbeben korrelieren und mit den statischen Korrekturen minimiert werden können. Die JHD Methode verbessert dabei hauptsächlich die relative Lage der Beben zueinander und sorgt damit für ein geschärftes Bild der Seismizität (Lay und Wallace, 1995). Die Herleitung in diesem Kapitel ist von Douglas (1967).

Geht man wieder von einem angenommenen Hypozentrum mit einer dazugehörigen Herdzeit aus, kann man die Gleichung für die Anpassung der Herdparameter wie folgt angeben:

$$dT + \frac{\partial t_i}{\partial x_j} dx_j = dt_i \quad \text{Gleichung 1.21}$$

T bezeichnet die Herdzeit, t_i die Laufzeit zur i-ten Station. Die Ausdrücke dT, dt und dx sind die Korrekturterme für Herdzeit, Laufzeit und Hypozentrum.

Nun kann man diese Gleichung um einen Term für die statische Korrektur, die gewisse Fehler im Geschwindigkeitsmodell und *site effects* berücksichtigt, erweitern und für mehrere Erdbeben zugleich anschreiben:

$$dS_i + dT_{k,i} + \frac{\partial t_i}{\partial x_j} dx_j = dt_{k,i} \quad \text{Gleichung 1.22}$$

Der Index i steht wieder für die Stationen, der neue Index k steht für die Erdbeben. Die Ausdrücke dS und dT sind aber linear voneinander abhängig, somit muss, um dieses Gleichungssystem lösen zu können, eine Zusatzbedingung eingeführt werden. Diese kann entweder so realisiert werden, dass die Korrektur für eine Station festgesetzt wird, oder es wird festgelegt, dass die Summe aller Korrekturen gleich null sein muss. Die Lösung des Gleichungssystems erfolgt simultan mit dem bei der Geiger-Methode beschriebenen Verfahren.

2 Das Wiener Becken

2.1 Lage des Wiener Beckens

Das Wiener Becken liegt zum größten Teil in Österreich in den Bundesländern Niederösterreich und Wien, erstreckt sich aber bis in die Tschechische Republik und in die Slowakei. Es hat einen linsenförmigen Grundriss mit einer Länge von etwa 200 km und einer Breite von bis zu 60 km (Abbildung 2.1). Die Längsachse des Beckens liegt in SSW-NNO Richtung. Die Nordwestbegrenzung bilden die Kalkalpinen Einheiten und anschließend die Waschbergzone, die Äußeren Karpaten im Norden, den Südostrand bilden, von Süd nach Nord, die Bucklige Welt, das Rosaliengebirge, die Eisenstädter Bucht, das Leithagebirge, und nördlich der Donau in der Slowakei die inneren Karpaten (Wessely, 2006).

Das Wiener Becken bildet gemeinsam mit dem Steirischen Becken, der kleinen Ungarischen Tiefebene und der Eisenstädter Bucht das Pannonische Beckensystem.

Abbildung nächste Seite:

Abb. 2.1: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung, herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt, Wien

Die Farbskala reicht von hellgelb (Anstehend) bis dunkelblau (>5600 m unter GOK). Ockerbraun, und damit farblich deutlich hervorgehoben sind die begrenzenden geologischen Einheiten, sowie blau die mesozoischen Klippen der Waschbergzone.

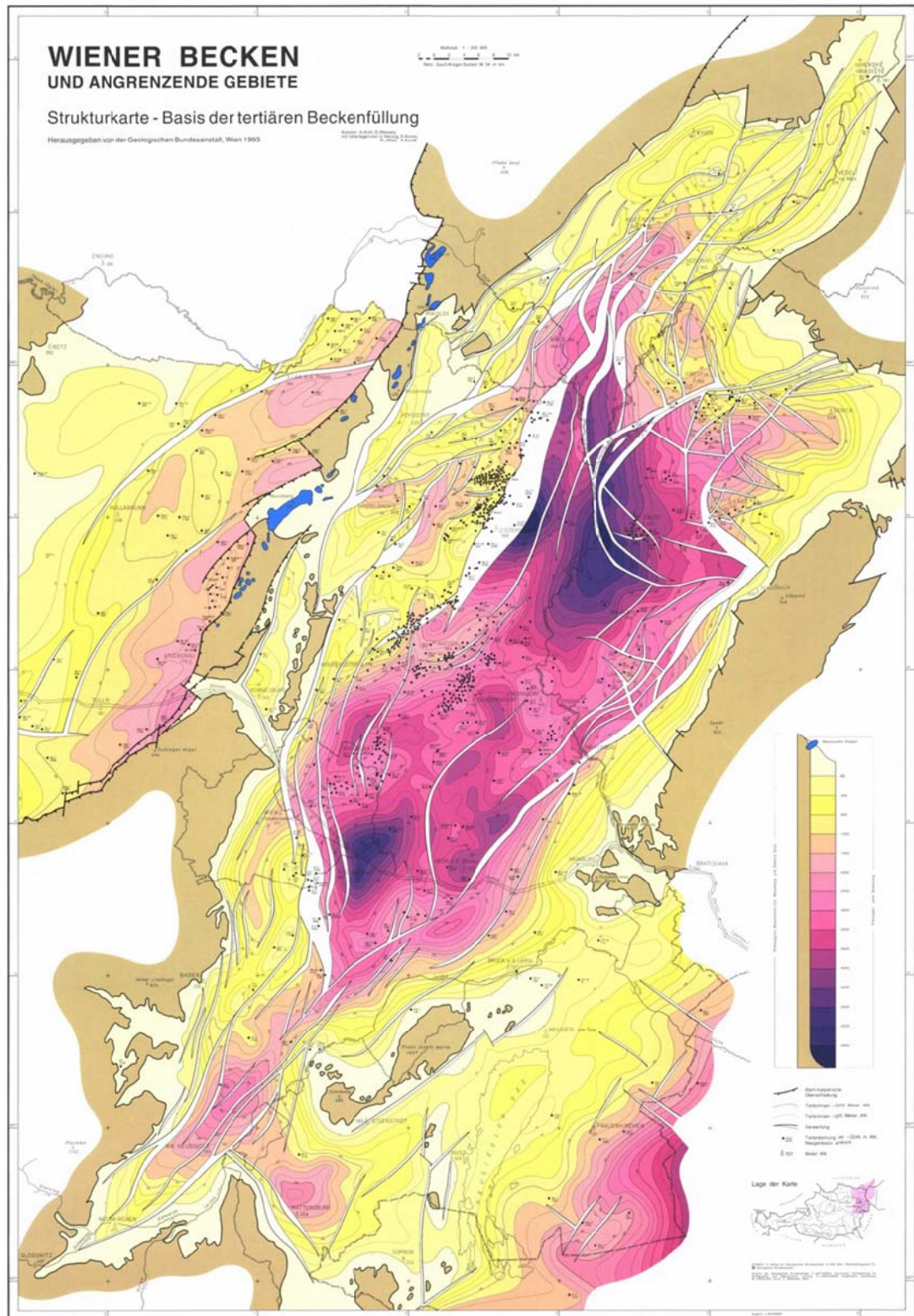


Abb. 2.1: Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung des Wiener Beckens.

Beschreibung siehe vorige Seite. GBA, 1993

2.2 *Geologischer Bau*

Allgemein kann man das Wiener Becken in drei Stockwerke unterteilen:

1. Die neogene Beckenfüllung
2. Alpine Einheiten
3. Autochthones, kristallines Basement

(Wessely, 1988)

Die Beckenfüllung besteht in erster Linie aus Sand und Tegel, vereinzelt Kalke, Schotter und Konglomerate. Die Sedimentmächtigkeit kann in manchen Bereichen des Wiener Beckens 5 km übersteigen (siehe Abb. 2.1). Besonders hervorzuheben sind hier – von Süd nach Nord – die Schwechater, Gross Engersdorfer und die Zistersdorfer Senke in Österreich und die Uherske-Hradište Senke im Slowakischen Teil des Wiener Beckens (Schopper, 1992).

Darunter sind alpine Einheiten vorzufinden – von Nordwest nach Südost – Flysch, Kalkalpine Einheiten, die Grauwackenzone und Zentralalpine Einheiten (Wessely, 1983).

Das Basement bildet das Kristallin der Böhmisches Masse, dessen Oberkante teils in über 10 km Tiefe liegt.

2.3 *Tektonischer Bau*

Das Wiener Becken ist ein Dehnungsbecken, das als Randerscheinung bei der alpidischen Gebirgsbildung entstand (Faupl, 2000). In den Randbereichen (Mur-Mürztal beziehungsweise in den Äußeren Karpaten) liegen sinistrale Transformstörungen vor (Decker et al., 2005; siehe Abb. 2.2). Für „pull-apart“ Becken typisch sind Abschiebungen oder „normal faults“. Daher ist das Wiener Becken von zahlreichen Brüchen durchsetzt, die Hauptbruchrichtung ist SSW – NNO, also in Längsrichtung des Beckens.

Die Brüche liegen hauptsächlich im Neogen und den Alpenen Einheiten, einige finden jedoch ihre Fortsetzung bis ins Kristallin. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Abschiebungen, die ein ausgeprägtes Schollensystem in den Alpenen Einheiten entstehen lassen (Decker et al, 2005). Tektonisch kann man das Becken in zwei Teile unterteilen, die Grenze bilden nördlich der Donau der Steinbergbruch, und südlich der Donau das Leopoldsdorfer Bruchsystem. Im westlichen Teil des Beckens liegt die Basis der neogenen Beckenfüllung auf etwa 500 bis 1000 m unter Geländeoberkante, während diese östlich der Hauptbrüche auf bis zu über 5 km absinkt. Am Steinbergbruch beträgt die maximale Sprunghöhe der Neogenbasis etwa 5600 m, das Leopoldsdorfer Bruchsystem weist Sprunghöhen von bis zu 5400 m auf (Schopper, 1992).

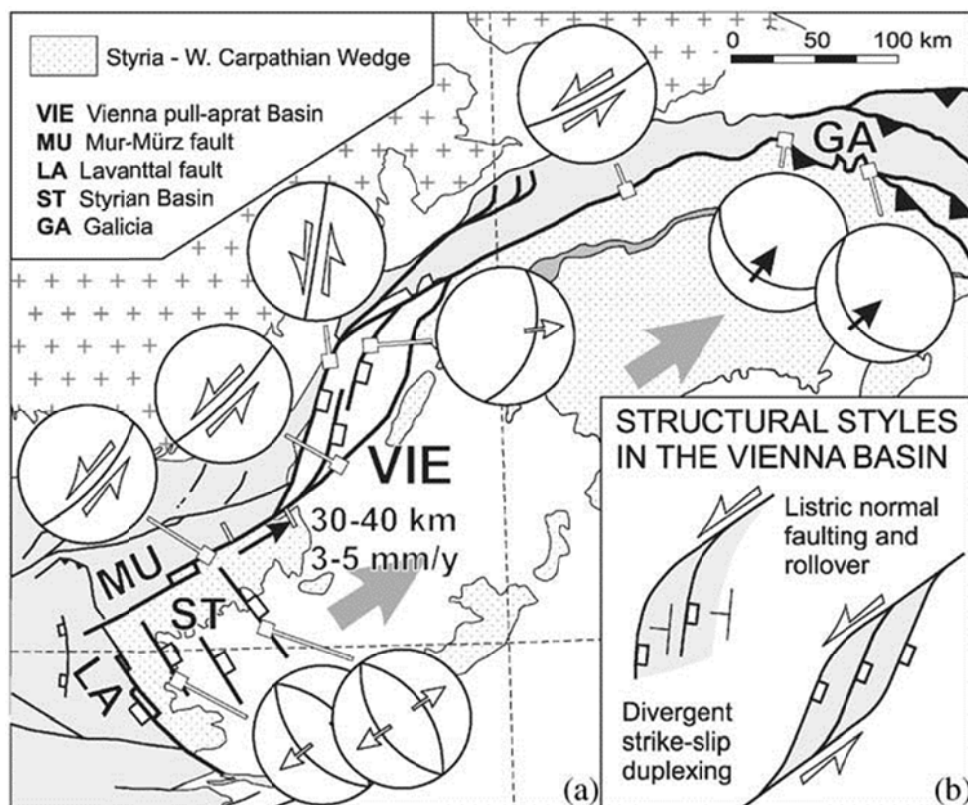


Abb. 2.2: Schematischer Abriss des tektonischen Regimes des Wiener Beckens und umliegender Gebiete (aus: Decker et al., 2005)

3 Erdbeben in Österreich

Überall in Österreich kann es zu Erdbeben kommen, jedoch mit unterschiedlicher Wahrscheinlichkeit, Häufigkeit und Stärke. Sieht man sich die Epizentrenverteilung an (siehe Abb. 3.1), so erkennt man eine Häufung in manchen Teilen Österreichs. Starke Häufungen findet man in Vorarlberg entlang des Rheintals (a), im Inntal in Tirol (b), im Südlichen Kärnten (c), in der Steiermark um den Obdacher Sattel (d) und im Mur-Mürztal (e), und schließlich an der niederösterreichischen Thermenlinie und der Vienna Basin Transfer Fault (e). In Abbildung 3.1 ist die Epizentrenverteilung in Österreich seit 1900 (Stand 1997) abgebildet. Über die Mechanismen der Erdbeben im Alpenraum ist wenig bekannt, als treibende Kraft ist jedoch die Relativbewegung zwischen Afrikanischer und Europäischer Platte anzusehen (Hammerl und Lenhardt, 1997).

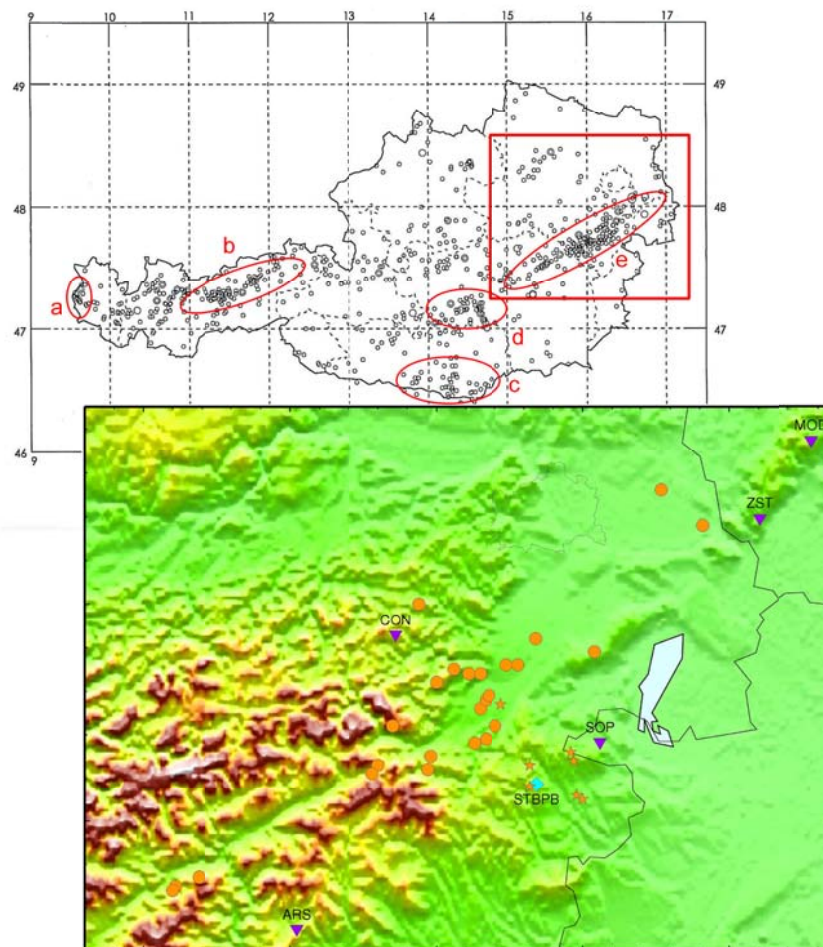


Abb. 3.1: oben: Historische Epizentrenverteilung in Österreich seit 1900 (aus: Hammerl und Lenhardt, 1997; bearbeitet). Die mit a bis e bezeichneten Ellipsen markieren die im Text auf der vorigen Seite erwähnten Bereiche erhöhter Seismizität.

Unten: Epizentrenverteilung im Untersuchungszeitraum und –gebiet, Epizentren aus dem Bulletin der ZAMG. Auch eingezeichnet sind die Permanentstationen im Untersuchungsgebiet sowie der Steinbruch Pauliberg. Die Sterne bezeichnen Sprengungen, die im Steinbruch abgetan wurden, und von der ZAMG als Erdbeben lokalisiert wurden.

3.1 Seismizität und Bebengefährdung im Wiener Becken

Das Wiener Becken ist ein Dehnungsbecken mit aktiver Tektonik und damit verbundener Seismizität. Aufgrund der niedrigen Bewegungsraten in der Größenordnung von einem Millimeter pro Jahr kann ein Erdbebenzyklus in der Größenordnung von zumindest tausenden Jahren angenommen werden (Hinsch und Decker, 2003). Instrumentelle Beobachtungen reichen etwa einhundert Jahre zurück, dazu existiert ein historischer Bebenkatalog, der etwa fünfhundert bis eintausend Jahre zurückreicht (Hammerl und Lenhardt, 1997). Aus diesen beiden Katalogen wurde die Erdbebengefährdung des Wiener Beckens abgeschätzt, und als niedrig beurteilt. Allerdings ist mit den Beobachtungen (instrumentell und historisch) der Erdbebenzyklus nicht abgedeckt, und neuere Studien (Hinsch und Decker, 2003) zeigen, dass ein seismisches Slip – Defizit angenommen werden muss, und daher die Seismizität und Erdbebengefährdung neu beurteilt werden sollte.

Das größte aktive Störungssystem im Wiener Becken ist die Vienna Basin Transfer Fault mit einer Länge von etwa 450 km. Die VBTF erstreckt sich von den Ostalpen durch das Mur/Mürztal in nordöstlicher Richtung quer durch das Wiener Becken bis zu den Äußeren Karpaten (Decker et al, 2005). Beckensedimente zeigen einen kumulierten Versatz von 1.5 bis 2 km während der Beckenbildung, das ergibt eine Sliprate von etwa 1.6 bis 2.5 Millimeter pro Jahr. GPS Messungen ergeben eine Sliprate von 2 mm/a und die Nivellierung ergibt eine Subsidenzrate von etwa 1 mm/a. Wie jüngere Untersuchungen zeigen, können diese Beobachtungen seismotektonisch nicht bestätigt werden. Kumulierte seismische Slipraten ergeben einen Versatz von etwa 0.1 bis 0.5 mm/a (Hinsch und Decker, 2003).

3.2 Historisch bedeutsame Erdbeben im Untersuchungsgebiet

<i>Datum</i>	<i>Epizentrum</i>	<i>Epizentralintensität I_0</i>
15.09.1590	Neulengbach	9
27.08.1668	Wiener Neustadt	7
10.04.1712	Wiener Neustadt	7
05.08.1766	St. Margarethen	7
16.08.1766	St. Margarethen	7
27.02.1768	Bad Fischau	8
12.04.1888	St. Margarethen	7
08.10.1927	Schwadorf	8
08.11.1938	Ebreichsdorf	7
16.04.1972	Seebenstein	7.75

Tabelle 3.1: Eine Auflistung einiger namhafter Schadensbeben im Untersuchungsgebiet (Hammerl und Lenhardt, 1997).

Die Stärke von Erdbeben in historischen Katalogen ist meist nach Intensität klassifiziert, in modernen Katalogen wird eine Magnitudenskala verwendet. Die Intensitätsskala basiert auf der makroseismischen Beobachtung der spür- beziehungsweise sichtbaren Auswirkungen des Erdbebens, während die Magnitude ein Maß für die freigesetzte Energie eines Erdbebens ist, und erst seit der instrumentellen Beobachtung in Verwendung ist.

Will man historische mit modernen Bebenkatalogen vergleichen, muss die Intensität in eine Magnitude umgerechnet werden. Dass es einen Zusammenhang zwischen freigesetzter Energie und Auswirkungen des Erdbebens geben muss, ist offensichtlich. Allerdings muss für eine Umrechnung der Intensität in Magnitude auch die Herdtiefe bekannt sein oder besser gesagt abgeschätzt werden, da es in Zeiten vor instrumentellen Beobachtungen nicht möglich war, die Herdtiefe zu bestimmen.

Die Karnik-Formel ermöglicht diese Umrechnung (nach Gutdeutsch et al, 2000).

$$M = A + B \cdot I_0 + C \cdot \log(H) \quad \text{Gleichung 3.1}$$

A, B und C sind gebiets- und zeitraumabhängige empirische Koeffizienten, I_0 ist die Maximal- oder Epizentralintensität, H die Tiefe des Hypozentrums und M die Magnitude. Mit den von Karnik als typisch für Europa angegebenen Koeffizienten $A=0.35$, $B=0.5$ und $C=1$ (Gutdeutsch et al, 2000) und angenommenen Herdtiefen zwischen fünf und fünfzehn Kilometern ergeben sich damit für die oben aufgeführten Erdbeben mit Epizentralintensitäten I_0 von sieben bis neun Magnituden zwischen 4.5 und 6.

Von den Beben in Tabelle 3.1 sind das Neulengbacher Beben von 1590, das Wiener Neustädter Beben von 1712 und das Schwadorfer Beben von 1927 besonders hervorzuheben, da die Auswirkungen dieser Beben für die damalige Zeit historisch gut belegt sind. Aktuelle Schätzungen gehen davon aus, dass ein mit dem in Neulengbach 1590 vergleichbares Erdbeben heute in der Umgebung von Wien einen Schaden von zehn Milliarden Euro alleine an privatem Eigentum in Wien verursachen würde. Das Beben von Schwadorf 1927 beschädigte sämtliche Gebäude der Gemeinde und einige Bauwerke wurden irreparabel beschädigt (Hammerl und Lenhardt, 1997).

4 Das Carpathian Basins Project

Das Carpathian Basins Project wurde vom UK Natural Environment Research Council am 22. Juni 2005 ins Leben gerufen, um ein besseres Verständnis für die Dehnungsmechanismen im Pannonischen Beckensystem zu erlangen. Projektleiter sind Professor Greg Houseman und Dr. Graham Stuart von der Universität Leeds, England, in enger Zusammenarbeit mit Endre Hegedűs, Forschungsleiter am Geophysikalischen Institut Budapest, Professor Ewald Brückl von der TU Wien und Slavica Radovanovic, Direktor des Seismologischen Dienstes Serbien.

In einer ersten Phase dieses Projekts wurde ein Regionales Breitband-Array mit 10 Stationen in Ungarn, Serbien und Kroatien installiert und in der Zeit von 2005 – 2007 betrieben, um die Ausbreitung von Oberflächenwellen im Becken zu untersuchen.

In weiterer Folge wurde ein hochauflösendes Tomographie-Array mit insgesamt 46 Stationen in drei parallelen, von Nordwest nach Südost, also normal zur Hauptbruchrichtung, verlaufenden Linien mit einer Länge von etwa 500 Kilometern und einem Abstand von etwa 40 Kilometern zueinander aufgebaut. Die Linien verliefen durch Österreich (15 Stationen), Ungarn (25 Stationen) und Serbien (6 Stationen). Diese Stationen haben von April 2006 (in Österreich) beziehungsweise Mai und Juli 2006 (in Ungarn und Serbien) bis inklusive August 2007 permanent aufgezeichnet.

5 Seismologisches Netzwerk

In der vorliegenden Arbeit wurden die 15 Österreichischen Stationen des CBP – Tomographie-Arrays und einige naheliegende Permanentstationen in Österreich, Tschechien, Ungarn und der Slowakei zur Lokalisierung von lokalen Erdbeben herangezogen.

Die Linien des CBP-Arrays wurden aufsteigend von Ost nach West mit zwei, drei und vier nummeriert, innerhalb der Linien wurden die Seismometer von Nord nach Süd aufsteigend mit Großbuchstaben benannt. Das Conrad-Observatorium wurde in die Linie 4 als Station E eingebunden, erhält somit die Bezeichnung CBP4E. Da die bei dieser Arbeit verwendete Datenbank allerdings nur dreistellige Stationsbezeichnungen erlaubt, wurde der Präfix CBP einfach auf C gekürzt (siehe Abbildung). Zusätzlich wurden die Stationen Moln (MOA) und Arzberg (ARSA) in Österreich, Sopron (SOP) in Ungarn, in der Slowakei die Station Zelena Studnicka (ZST), und die Tschechischen Stationen Vranov (VRAC), Moravsky Krumlov (KRUC) und Velka Javorina (JAVC) zur Vergrößerung des Netzwerks hinzugezogen.

Die CBP-Stationen waren alle mit Guralp CMG6TD Breitbandseismometern ausgestattet, aufgezeichnet wurde kontinuierlich mit einer Abtastrate von 100 Hertz.

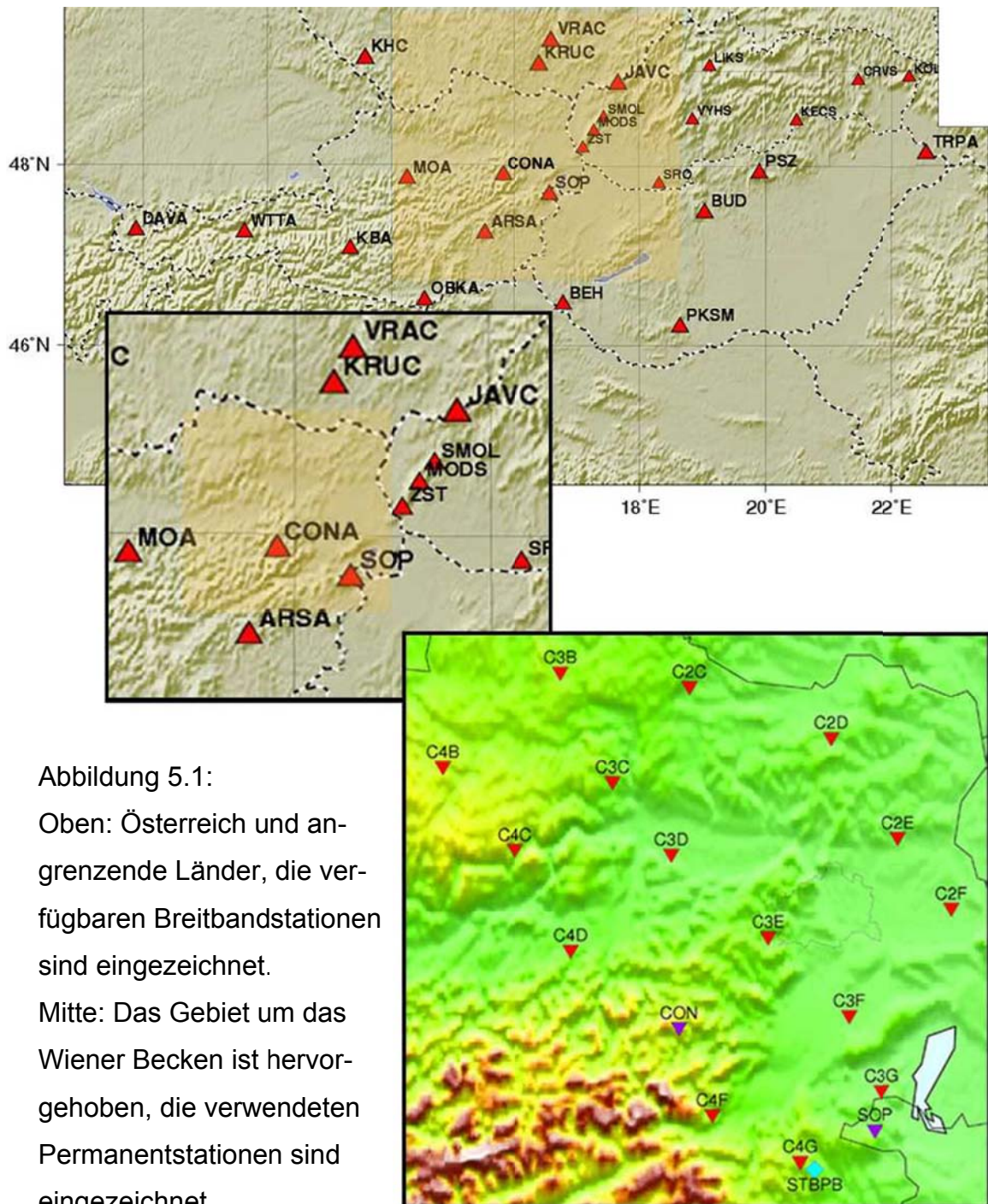


Abbildung 5.1:

Oben: Österreich und angrenzende Länder, die verfügbaren Breitbandstationen sind eingezeichnet.

Mitte: Das Gebiet um das Wiener Becken ist hervorgehoben, die verwendeten Permanentstationen sind eingezeichnet.

Unten: Digitales Höhenmodell des Untersuchungsgebiet mit den Permanentstationen (Lila) der ZAMG, den temporären Stationen (rot) des Tomographie-Arrays des Carpathian Basins Project und dem Steinbruch Pauliberg (türkises Karo), in dem während des Experiments sieben Schüsse abgetan wurden.

(Oben und Mitte: GEOFON-Programm des GFZ Potsdam, überarbeitet)

5.1 Akquisition und Stationsaufbau

Die Datenakquisition wurde mit Guralp CMG 6-TD Breitband Seismometern durchgeführt. Die fünfzehn in Österreich aufgestellten Geräte registrierten permanent mit einer Abtastrate von 100 Hertz.

Die Seismometer wurden in etwa 50 Zentimeter tiefen Schächten in Plastiktonnen zum Schutz vor Feuchtigkeit aufgestellt. Am Boden der Tonnen wurde je eine hexagonale Betonplatte mit 23 Zentimeter Durchmesser platziert, worauf dann die Seismometer ausgerichtet wurden. Die Stromversorgung wurde mit einem Solarmodul realisiert und um eine dauerhafte Stromversorgung sicherzustellen wurde eine Batterie in einer Box installiert. Für die Zeitnehmung wurde eine GPS-Antenne auf dem Rahmen des Solarmoduls montiert.



Abbildung 5.2:
Foto eines typischen
Stationsaufbaus einer
Station des CBP-Netzes.

(<http://homepages.see.leeds.ac.uk/~eargah/CBP/HSTAdep/index.htm>)

6 Daten

6.1 Seismische Daten

Die Rohdaten des temporären Netzwerks wurden von der CBP Arbeitsgruppe in Leeds, GB in MiniSEED Dateien zu je einer Stunde Länge konvertiert. Die Daten der Permanentstationen wurden ebenfalls im MiniSEED-format zur Verfügung gestellt. Das MiniSEED Datenformat ist ein Subformat des SEED formats (SEED: Standard for Exchange of Earthquake Data), das je Station und Komponente eine Datei vorsieht. Das SEED-format ist ein gängiger Standard zum Austausch von seismologischen Daten. Es handelt sich hierbei um binäre Dateien, in denen im Dateihheader alle Informationen gespeichert sind, die für die seismologische Bearbeitung benötigt werden. MiniSEED-files dagegen sind sogenannte "data only" SEED-files, in denen keinerlei Auxiliarinformation wie Geometrie und Übertragungsfunktion gespeichert ist. Bei den vorliegenden MiniSEED Dateien sind sämtliche Zusatzinformationen, also Seriennummer des Seismometers, Komponente, Datum und Uhrzeit, lediglich im Dateinamen gespeichert. Die Position des Seismometers muss über eine sogenannte Geometriedatei in die Prozessierung einfließen.

(SEEDManual V2.4; http://www.iris.edu/manuals/SEEDManual_V2.4.pdf)

6.1.1 Beurteilung der Datenqualität

Die Qualität der erhobenen seismischen Daten sind in erster Linie von der Qualität der seismischen Station abhängig. Diese wiederum ist von vielen Einflüssen abhängig. Im „Manual of Seismological Observatory Practice“ sind die folgenden Punkte aufgeführt (Willmore, 1979; übersetzt aus dem Englischen):

- 1. Abgelegenheit von lokalen Störungen (Verkehr, schweres Gerät, Winddruck an Gebäuden und Bäumen, große Seen, Wasserfälle)*
- 2. Zugänglichkeit für Personal und Stromversorgung*
- 3. Stabiler Untergrund: Hartes Muttergestein, vorzugsweise Kristallin, möglichst seicht unter Geländeoberkante*
- 4. Geringe Topographie: Felssturz erzeugt seismische Wellen, und Gebirgspässe können als Windkanäle fungieren. Wenn Stationen in schroffem Gelände errichtet werden müssen, sollten sie so weit wie möglich im Tal platziert werden.*

Im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit sind die Punkte zwei und vier offensichtlich nicht schwer zu erfüllen, vor allem da die Stationen bezüglich Energieversorgung dank der Solarmodule autark sind.

Da das verwendete Netzwerk ursprünglich nicht für die Lokalisierung von Lokalbeben ausgelegt war, sondern für ein Tomographieexperiment errichtet wurde, lag der Hauptaugenmerk beim Aufbau auf der Einhaltung der vorgegebenen Geometrie, und nicht auf der Einhaltung dieser Kriterien (pers comm DI Helmut Hausmann).

Daher sind die errichteten Stationen unterschiedlich gut für die Lokalisierung von Lokalbeben geeignet. Gut geeignet ist eine Station, in deren Seismogrammen die Ersteinsätze gut erkennbar sind, das heißt ein gutes Signal zu Rausch Verhältnis aufweisen. Eine einfache Art die Stationsqualität zu beurteilen, ist die Anzahl der registrierten Ersteinsatzzeiten je Station auszuwerten. Dabei stellt man fest, dass es ein breites Spektrum bei der Zahl der Beobachtungen gibt, es reicht von zwei Beobachtungen, eine P- und eine S- Laufzeit, also nur ein Beben (Station C2E im Wiener Becken), bis 58 Beobachtungen, dreißig P- und achtundzwanzig S- Laufzeiten (Station C3E im Wienerwald).

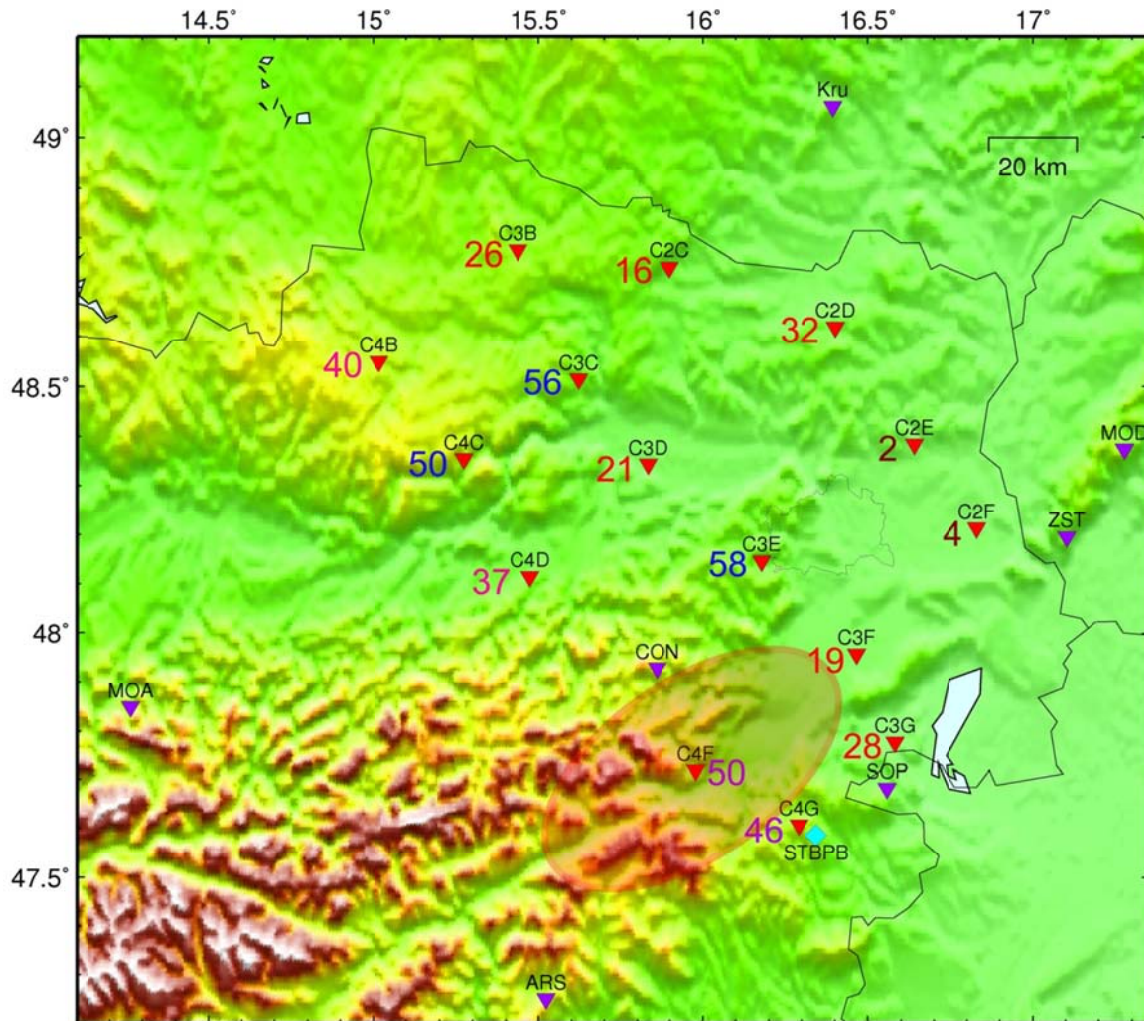


Abbildung 6.1: Die Zahlen neben den Stationen zeigen die Anzahl der Beobachtungen (P- und S- Ersteinsatzzeiten). Die rote Ellipse um Station C4F zeigt schematisch den Bereich der maximalen Seismizität an.

Ein genereller Trend bezüglich der Stationsqualität ist nicht erkennbar, allerdings kann man schon sehr deutlich sehen, dass die Stationen im Wiener Becken (2E, 2F, 3F) mit zwei, vier beziehungsweise neunzehn Beobachtungen trotz ihrer relativen Nähe zu den Epizentren tendenziell eine schlechte Qualität vorweisen. Dasselbe gilt auch für die Stationen 3D und 3G im Tullner Becken beziehungsweise in der Eisenstädter Bucht, letztere ist jedoch mit 28 Beobachtungen eher im unteren Mittelfeld angesiedelt.

Die drei Stationen mit den meisten Beobachtungen sind 3C, 3E und 4C mit 56, 58 beziehungsweise 50 Ersteinsatzzeiten. In der Abbildung wurden diese drei Stationen als „sehr gut“ klassifiziert (über 75% aller Ersteinsätze lesbar).

6.2 Modelldaten, Geschwindigkeitsmodell

Das zur Lokalisierung verwendete Geschwindigkeitsmodell ist von einem durch Schusseismische Experimente (Behm et al, 2007; Behm, 2009) bestimmten 3D Geschwindigkeitsfeld abgeleitet (Hausmann et al, 2010). Das Modell beschreibt einen ebenen Mehrschichtfall mit Sedimenten, Kruste, Unterkruste und Mantel. Die P – Wellengeschwindigkeit ist aus dem 3D Modell für Ostösterreich entnommen, für das v_P/v_S Verhältnis wurde der Standardwert $\sqrt{3} \approx 1.73$ herangezogen. In Abbildung 6.2 ist auch das vom Seismologischen Dienst verwendete IASPEI 91 Geschwindigkeitsmodell dargestellt.

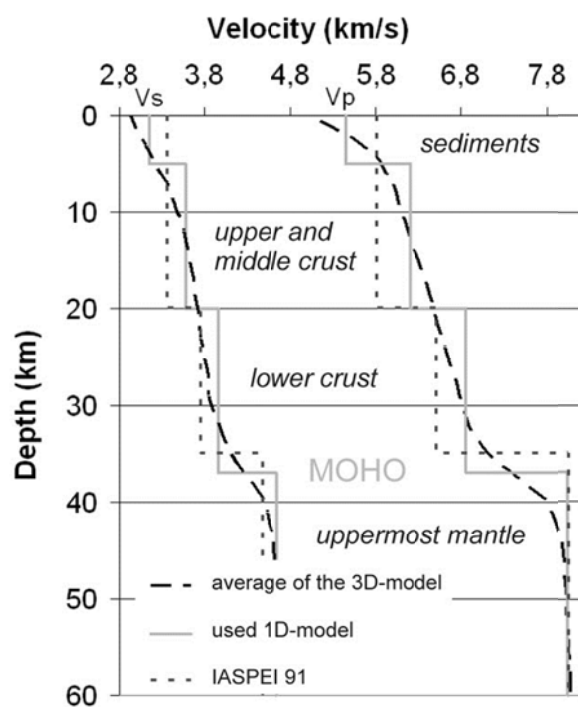


Abb. 6.2: Geschwindigkeitsmodelle (Hausmann et al, 2010)

7 Methodik

Der erste Schritt in der seismologischen Prozessierung ist eine erste Datensichtung. Um in der Masse der erhobenen Daten die eigentlichen Erdbebedaten zu finden kommen die Herdzeiten der Routinelokationen der ZAMG zum Einsatz.

Mit Hilfe des PASSCAL-Tools MSEDIT kann aus kontinuierlichen Daten eine Datei innerhalb eines definierten Zeitfensters erstellt werden. Das Zeitfenster wurde so gewählt, dass sich die Ersteinsätze und die gesamte Coda innerhalb des Intervalls befindet. Gemäß der von Bisztricsany für Budapest entwickelten Coda-Magnituden Skala (Willmore, 1979) ist bei einer Magnitude von 2,5 und einem maximalen Epizentraldistanz von 1,4 Grad nicht mit Codalängen von weit mehr als einer Minute zu rechnen. Bei einer maximalen Entfernung von 150 km und einer Sekundärwellengeschwindigkeit von drei km/s ergibt sich die höchste anzunehmende Laufzeit mit 50 Sekunden. Somit ergibt sich eine Fensterlänge von zwei Minuten, dieser Wert hat sich als praktikabel erwiesen.

Als nächster Schritt wird mit den zwei Minuten fassenden Dateien eine GIANT Datenbank aufgesetzt (Rietbrock und Scherbaum, 1998). Das GIANT-Paket wurde speziell für die Bearbeitung temporärer Netzwerke entwickelt, und beinhaltet unter anderem eine Datenbank, eine Toolbox für die Datenbearbeitung (PITSA), eine Lokalisierungsroutine (HYPO71), und eine ganze Reihe anderer, hier nicht verwendeter Tools.

Es erfolgte eine manuelle Bestimmung der Ersteinsätze der P- und der S-Wellen, eine weitere Differenzierung fand nicht statt. In einem ersten Schritt werden zunächst nur die Ersteinsatzzeiten der P-Welle gepickt, um damit eine erste linearisierte Lokalisierung durchzuführen. Mit Hilfe dieser Erstlokationen können in weiterer Folge die zwei Horizontalkomponenten der Seismogramme von Ost-Nord in Radial-Tangential rotiert werden.

Durch diese Rotation der Horizontalkomponenten wird die Bestimmung des Ersteinsatzes der Sekundärwelle erleichtert, da P- zu S konvertierte Wellen, die den Ersteinsatz der S-Welle überdecken können, radial polarisiert sind, und daher das Seismogramm der Tangentialkomponente diesbezüglich ungestört ist (pers. comm Dr. Bernd Schurr).

Sind die Ersteinsätze vollständig bestimmt, wird die Lokation des Hypozentrums mit der Routine HYPO71 berechnet. Beginn der Lokalisierung mit HYPO71 ist ein angenommenes Hypozentrum, das zuvor definiert wird. Die Routine führt eine analytische Berechnung der Laufzeiten vom Hypozentrum zu den Stationen durch (siehe Kapitel 1.2, Laufzeitberechnung). Bei der analytischen Berechnung der Laufzeiten wird eine Fallunterscheidung gemacht, ob es sich um die direkte oder eine refraktierte Welle handelt. Die Berechnung der Laufzeit der direkten Welle setzt die Kenntnis des Strahlweges voraus, der zuvor bestimmt werden muss. Dieser Vorgang ist sehr rechenaufwändig (siehe Kapitel 1.2.3, Ray Tracing). Um die Routine zu beschleunigen, wird zunächst der Abstand bestimmt, ab dem der Ersteinsatz von einer refraktierten Welle herrühren muss. Ist die Distanz zwischen Hypozentrum und Station größer, muss die Laufzeit der direkten Welle nicht berechnet werden. Ist der Abstand kleiner, wird sowohl die Laufzeit der direkten als auch der refraktierten Wellen bestimmt, und miteinander verglichen.

Anschließend wird nach der linearisierten Methode nach Geiger (siehe Kapitel 1.3, Lokalisierung) ein verbessertes Hypozentrum bestimmt. Dieser Vorgang wird iterativ fortgesetzt, bis der Anpassungsvektor eine definierte Größe unterschreitet.

Diese Lokationen sind der Ausgangspunkt für die JHD-Lokalisierung. Die JHD-Lösungen wurden mit der Software VELEST berechnet. VELEST erlaubt zusätzlich die Bestimmung eines 1D Geschwindigkeitsmodells aus den Phasenlaufzeiten, davon wurde in dieser Arbeit allerdings abgesehen, da Beben und Stationsverteilung eine eindeutige Lösung dieses Inversionsproblems nicht zugelassen hätten (pers. comm. Dr. Bernd Schurr). Stattdessen fand das selbe 1D-Modell wie bei der single-event Lokalisierung Verwendung.

Für die Berechnung der Statischen Korrekturen muss eine Referenzstation angegeben werden, bei der die Korrektur auf null gesetzt wird. Für diese Referenzstation sollen einige Kriterien erfüllt sein. Zum einen soll es eine Station mit guter Datenqualität sein, sie soll möglichst zentral im Netzwerk liegen, auf möglichst festem Untergrund stehen (keine Site effects) und möglichst viele Beben sollen von dieser Station erfasst sein (Kissling, 1995). Alle vier Kriterien sind für das Conradobservatorium erfüllt, daher wurde diese Station als Referenzstation ausgewählt. Durch die Verwendung der statischen Korrekturen wird auch der störende Effekt unterschiedlich dicker Verwitterungsschichten unter den Stationen und lokale Unterschiede des Geschwindigkeitsfeldes berücksichtigt (Lay und Wallace, 1995).

Wie in der Einleitung bereits beschrieben, ist das Ziel dieser Arbeit die Verbesserung der Hypozentren durch die Verwendung der neu erworbenen Daten des temporären Netzwerks. In einer anderen Arbeit wurde noch zusätzlich untersucht, inwieweit sich die Lagegenauigkeit der Hypozentren durch die Verwendung eines verbesserten Geschwindigkeitsmodells verbessern lässt. Bei dieser anderen Arbeit (Hausmann et al, 2010) wurden die Hypozentren der selben Erdbeben in einem 3D-Geschwindigkeitsmodell lokalisiert. Dazu wurden die im Rahmen der vorliegenden Diplomarbeit bestimmten Ersteinsatzzeiten herangezogen. Das hierbei verwendete Geschwindigkeitsmodell wurde bei früheren Experimenten (Behm et al 2007, Behm 2009) bestimmt.

Für diese Lokalisierung wurde das Softwarepaket NonLinLoc (Lomax et al., 2000) herangezogen. Um die Laufzeiten zu berechnen, kommt hier ein Eikonal solver Algorithmus zum Einsatz. Da die Laufzeitberechnung in einem 3D Modell sehr rechenintensiv und damit zeitaufwändig ist, wird hier nicht wie bei den anderen hier vorgestellten Methoden iterativ vorgegangen, sondern es werden einmal die Laufzeiten von jeder Stützstelle des Geschwindigkeitsmodells zu jeder Station ermittelt und Laufzeitgrids erstellt, die Lokalisierung an sich reduziert sich damit zu einer rein statistischen Auswertung dieser Laufzeitgrids. Darin liegt einer der großen Vorteile dieser Methode. Da die Laufzeiten von jeder Stützstelle aus berechnet werden, findet man sicher das globale Laufzeitminimum und damit die Laufzeit des echten Ersteinsatzes. Bei Ray Tracing Methoden hingegen kann es vorkommen, dass nur ein lokales Minimum als Laufzeit des Ersteinsatzes erkannt wird, und somit die falsche Laufzeit für den Ersteinsatz angenommen wird (siehe Kapitel 1.2.3, Ray Tracing).

8 Ergebnis

In diesem Kapitel werden zunächst die Ergebnisse präsentiert, zum Vergleich sind die Lokationen des seismologischen Dienstes auch hier gezeigt. In weiterer Folge wird versucht, mit verschiedenen Methoden und Überlegungen die Qualität der neu erworbenen Lokationen abzuschätzen. Im ersten Schritt werden die Lokationen der abgetanen Sprengungen im Steinbruch Pauliberg verglichen, nachdem die Lokation des Steinbruchs bekannt ist, kann die Horizontalabweichung des berechneten Epizentrums sehr gut verwendet werden, um die Lagegenauigkeit der Lokationen zu beurteilen. Des weiteren ist auch bekannt, dass im Steinbruch obertage gesprengt wird, damit kann auch die Güte der Tiefenbestimmung beurteilt werden. Nachdem der Steinbruch allerdings außerhalb des temporären Netzwerks, nicht im Gebiet der maximalen Seismizität und, wie bereits erwähnt, an der Oberfläche liegt, ist die so ermittelte Lokationsgenauigkeit der Schusspunkte nicht direkt auf die Epizentren der tektonischen Beben übertragbar, es ist aber dennoch das beste zur Verfügung stehende Fehlermaß. Im Anschluss (Kap. 9.2, Fehleranalyse der Epizentrenverteilung) wird versucht, die Erkenntnisse aus der Fehleranalyse der Schusspunkte auf die tektonischen Beben zu übertragen.

8.1 Ausgangslage: Lokationen des seismologischen Dienstes

Zum Vergleich sind hier die Lokationen des seismologischen Dienstes nochmal dargestellt. In der Abbildung sind die tektonischen Beben mit Punkten gekennzeichnet, die Sterne sind Sprengungen, die im Steinbruch Pauliberg, in der Abbildung mit STBPB abgekürzt und mit einer türkisen Raute symbolisiert, abgetan und als Beben lokalisiert wurden.

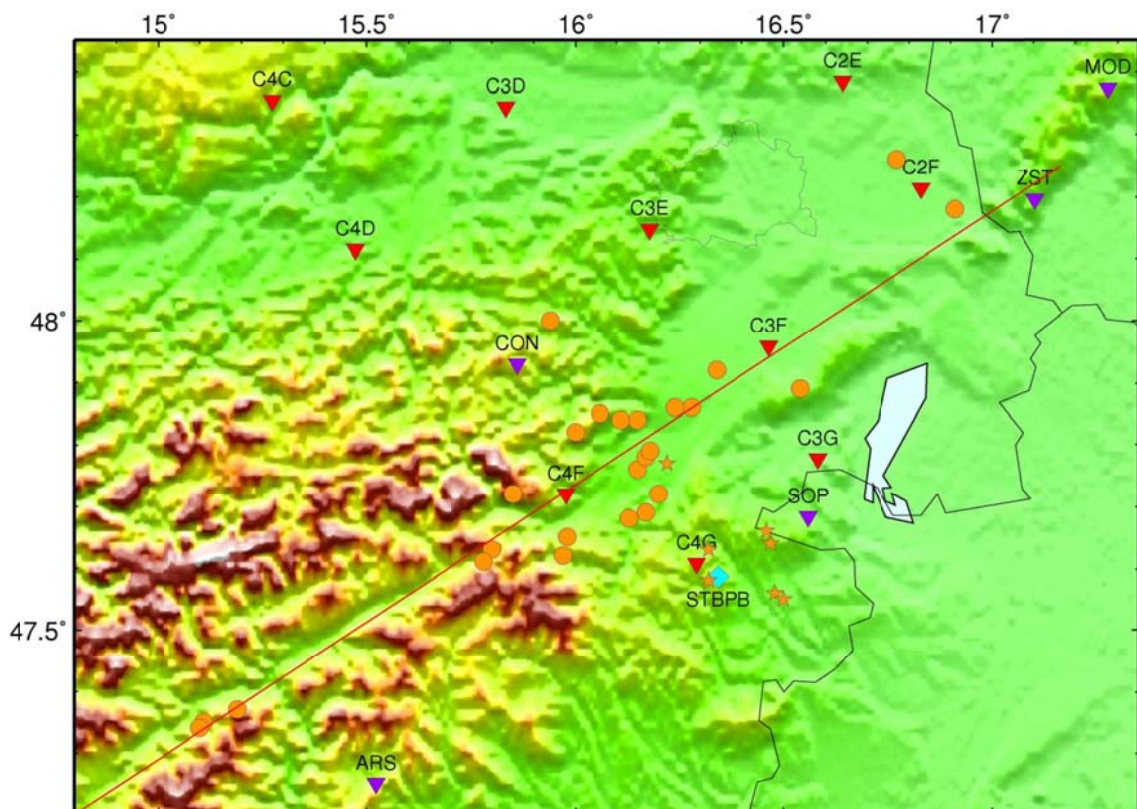


Abbildung 8.1: DEM des Untersuchungsgebiets. Rote Dreiecke sind die temporären Stationen des CBP-Netzwerks, die lila Dreiecke sind Permanentstationen, die Punkte tektonische Beben und die Sterne Sprengungen im Steinbruch Pauliberg (STBPB, blaue Raute).

Die rote Linie ist der Schnitt, auf den die Hypozentren für die Tiefendarstellung (Abb 8.2) projiziert werden.

Ergebnis

Für die Tiefendarstellung werden die Hypozentren der tektonischen Beben auf einen Schnitt quer durch das Untersuchungsgebiet (die rote Linie in Abbildung 8.1) projiziert. Der Schnitt entspricht etwa einer Regressionsgeraden durch die Epizentren. Bei der Projektion wird nur das Epizentrum auf die Gerade projiziert, die Tiefe bleibt unverändert.

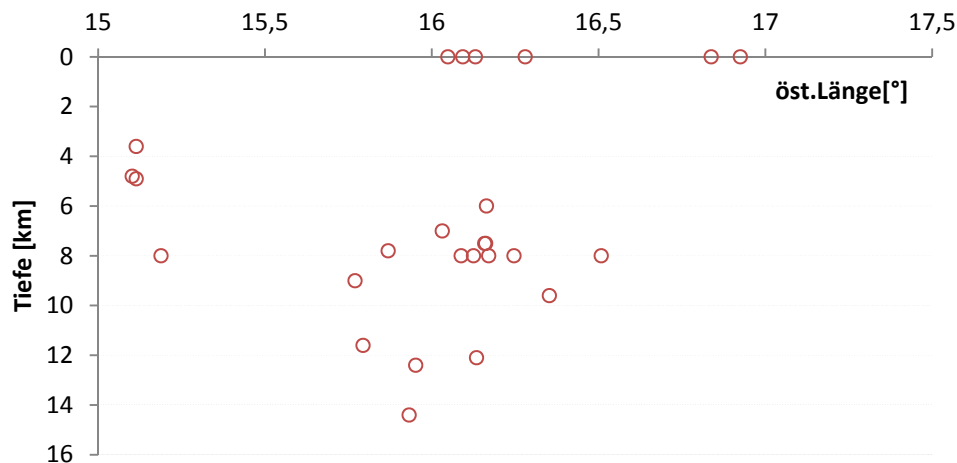


Abbildung 8.2: Die Tiefenverteilung der Hypozentren, projiziert auf einen Schnitt quer durch das Untersuchungsgebiet (rote Linie in Abb. 8.1)

Betrachtet man die Tiefenverteilung, erkennt man zunächst sechs Hypozentren mit der Tiefe null. Nachdem es sich ausschließlich um tektonische Beben handelt (die Sprengungen im Steinbruch sind hier nicht abgebildet) darf man annehmen, dass diese Tiefen schlecht bestimmt sind. Sechs weiteren Lokationen wird die Tiefe acht Kilometer zugeordnet. Das entspricht einem in Ostösterreich typischen Wert, daher werden schlecht bestimmbare Tiefen vom seismologischen Dienst oft auf acht Kilometer Tiefe festgelegt (pers comm Dr. Wolfgang Lenhardt), wodurch bei der Lokalisierung nur noch drei freie Parameter bestimmt werden müssen, zwei Ortskoordinaten und die Herdzeit. Reduziert man die Daten um diese zwölf Events, erhält man Abb. 8.3.

In dieser Abbildung ist bereits ein Trend erkennbar, jedoch sind nun nur mehr vierzehn Beben abgebildet, jede Interpretation dieser Ergebnisse ist daher sehr vage. Jedoch sieht es in diesen Daten so aus, als wären die Hypozentren im Bereich der Mur-Mürztal Verwerfung mit drei bis fünf Kilometern Tiefe deutlich seichter als weiter östlich im Wiener Becken mit sechs bis fünfzehn Kilometern. Die Regressionsgerade im Diagramm ist nur eingezeichnet, um einen etwaigen Trend besser mit den anderen Ergebnissen vergleichen zu können, und ist somit keinesfalls als Interpretation einer Bruchlinie zu sehen.

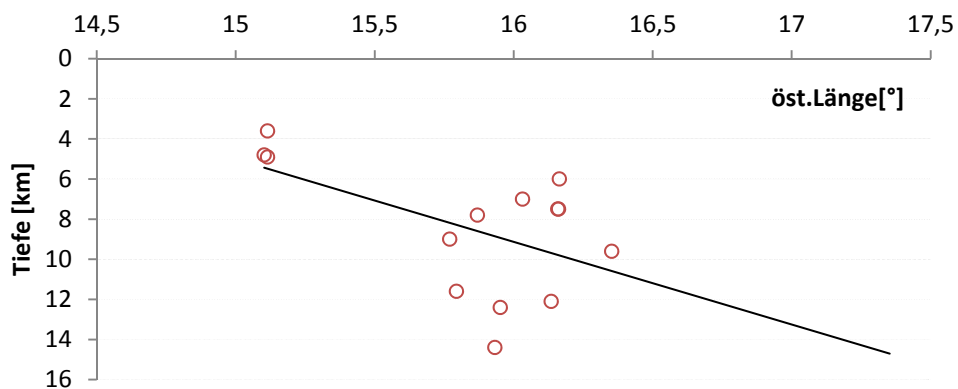


Abbildung 8.3: Die Tiefenverteilung des seismologischen Dienstes, Daten wie in obigem Text beschrieben bereinigt.

8.2 Single Event Lokationen im 1D Geschwindigkeitsmodell, HYPO71

Aufgrund der höheren Stationsdichte ist ein deutlich verbessertes Ergebnis, speziell bei der Tiefenbestimmung, zu erwarten. Man erkennt unmittelbar an den Steinbruchsprengungen, dass sich die Lagegenauigkeit der Epizentren deutlich verbessert hat (Vgl. Abb. 8.1), eine genauere Auswertung der Sprengungen folgt weiter unten.

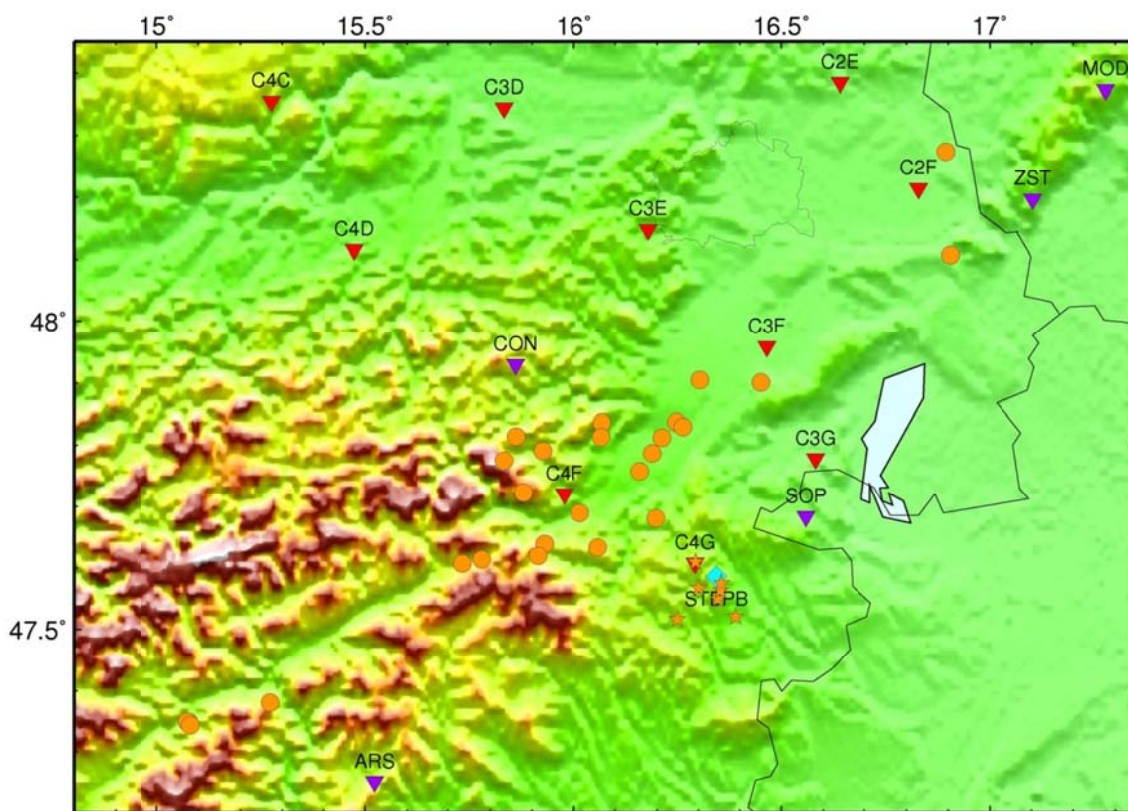


Abb. 8.4: DEM des Untersuchungsgebietes mit der Epizentrenverteilung aus der Single-Event Lokalisierung.

In der Tiefenverteilung ist hier auf den ersten Blick kein deutlicher Trend erkennbar, Hypozentren mit Tiefen zwischen null und sechs Kilometern sind entlang der gesamten Länge verteilt, im zentralen Bereich (um 16°) ist eine Häufung von Erdbeben mit größeren Tiefen erkennbar, die Regressionsgerade zeigt jedoch wieder einen fallenden Trend Richtung Nordost. Für die Darstellung der Tiefenverteilung wurden die Hypozentren wieder auf denselben Schnitt wie bei der Tiefenverteilung der Lokationen des Seismologischen Dienstes projiziert.

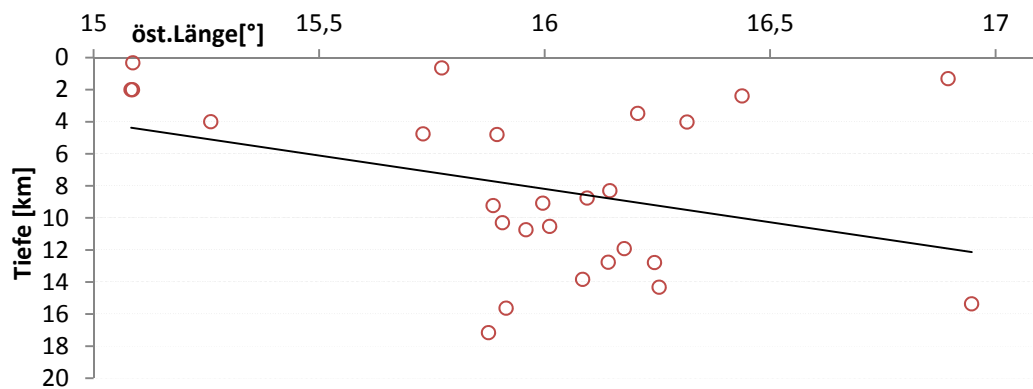


Abb. 8.5: Tiefenverteilung der Hypozentren aus der Single-Event Lokalisierung.

8.3 Ergebnisse aus der „Joint Hypocenter Determination“

Um mit der JHD Technik gute Ergebnisse zu erzielen, muss eine gute azimutale Abdeckung gegeben sein, da die systematischen Fehler bei der Herdzeit häufig richtungsabhängig sind (Douglas, 1967). Im vorliegenden Fall ist zwar rein geometrisch eine gute Richtungsabdeckung gegeben, betrachtet man jedoch die Stationsqualität zeigt sich ein anderes Bild. In Abbildung 8.6 sind die Stationen markiert, welche weniger als die Hälfte aller möglichen Beobachtungen zulassen (vgl. Abb. 6.1). Daher ergeben sich für die Erdbeben östlich der Station C4F häufig große Gaps von bis zu 180 Grad und da der Steinbruch Pauliberg außerhalb des Netzwerks liegt, kommen für die Steinbruchsprengungen sogar Gaps bis zu 270 Grad vor. Des Weiteren sollten die Epizentren möglichst in einem Cluster vorliegen, was in diesem Fall relativ zur Größe des Netzwerks nicht der Fall ist. Daher ist die JHD Technik nur bedingt einsetzbar, es sind keine deutlichen Verbesserungen gegenüber den „Single - Event“ Lokationen zu erwarten.

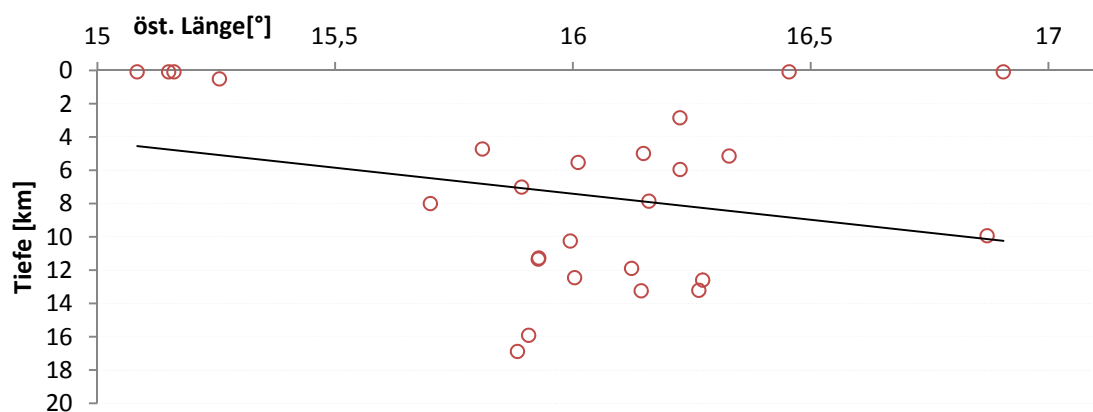
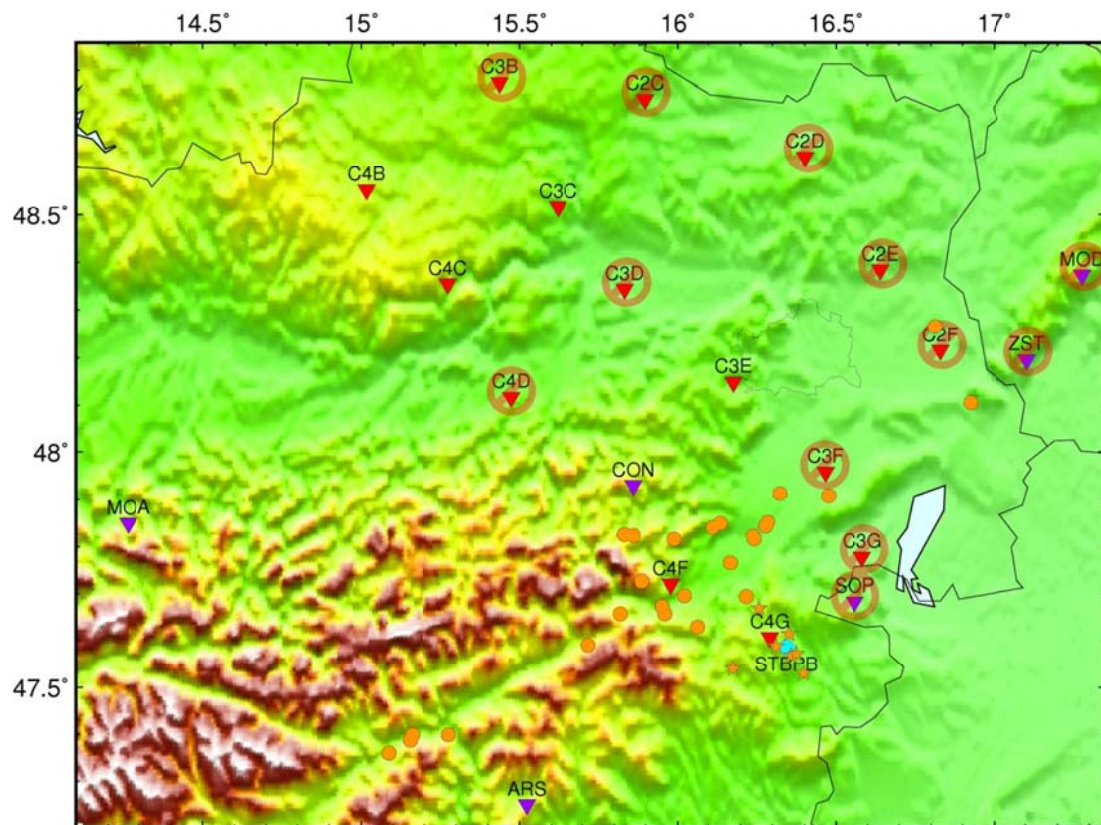


Abb. 8.6: und 8.7: Lokationen und Tiefenverteilung aus der Joint Hypocenter Determination. Die markierten Stationen sind jene, die weniger als 50% der möglichen Beobachtungen zulassen.

Bei der Tiefenverteilung sieht man wieder einen fallenden Trend in Richtung Nordost. Hier tritt allerdings im Zentralen Bereich (um 16°) eine Lücke bei den seichten Beben in Erscheinung, die bei der Tiefenverteilung der Single Event Lokationen nicht erkennbar war.

8.4 Ergebnisse im 3D-Geschwindigkeitsfeld

Zum Vergleich der Ergebnisse werden hier noch die Ergebnisse aus der Lokalisierung mittels Eikonal solver im 3D-Geschwindigkeitsmodell gezeigt (vgl. Hausmann et al., 2010). An der Lagegenauigkeit der Sprengungen ist hier auf den ersten Blick eine deutliche Verbesserung der Lokationen erkennbar, eine genauere Analyse folgt im Kapitel 9.1. Bei der Tiefenverteilung sind vier Beben mit negativer Tiefe auffällig (siehe Abb. 8.9).

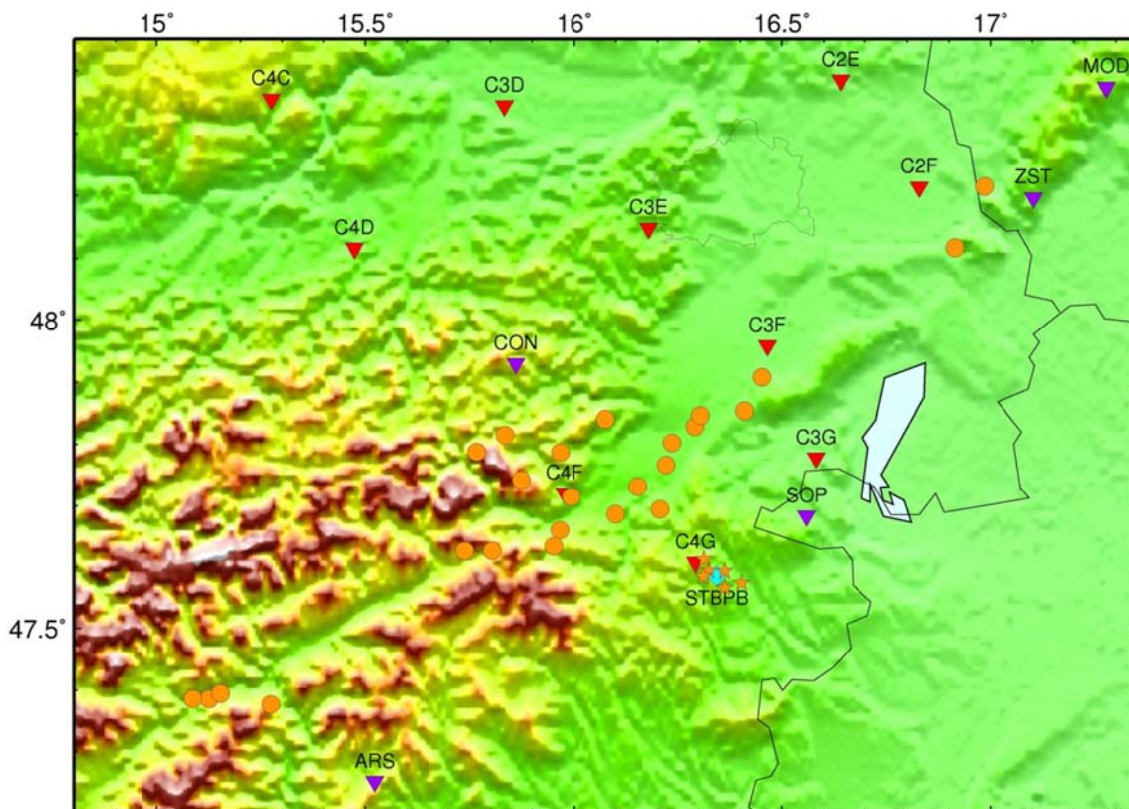


Abb. 8.8: Lokationen aus der Lösung mittels Eikonal solver im 3D Geschwindigkeitsfeld.

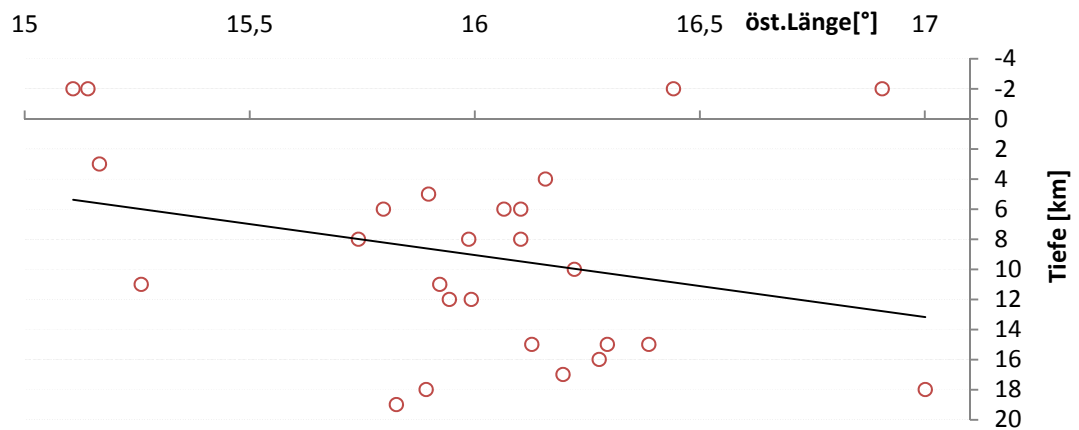


Abb. 8.9: Tiefenverteilung der 3D-Eikonal Solver Lokationen.

Der generelle Trend der Tiefenverteilung ist konsistent mit den anderen Ergebnissen. Interessant, aber leider aufgrund der kurzen Beobachtungszeit und der großen Unsicherheit bei der Tiefenbestimmung nicht aussagekräftig ist, dass entgegen dem Trend am Ostrand des Untersuchungsgebietes wieder ein seichtes Erdbeben in Erscheinung tritt. Diese Beobachtung ist konsistent mit den Ergebnissen der anderen Methoden.

9 Diskussion

9.1 Analyse der Sprengungen im Steinbruch Pauliberg

Die Analyse der Sprengungen im Steinbruch wird hier herangezogen, um die Lagegenauigkeit der erzielten Lokationen zu beurteilen. Das Gebiet des Steinbruchs erstreckt sich über eine Fläche von etwa zweihundert mal vierhundert Metern, der Referenzpunkt ($47,583^\circ$ Nord, $16,343^\circ$ Ost, bestimmt durch Google-Maps® Luftbild) liegt in der Mitte dieses Gebiets, dadurch ergibt sich eine Entfernung vom Referenzpunkt zur Ecke des Steinbruchs von etwa 220 Metern. Diese Genauigkeit liegt über der zu erwartenden Präzision der Lokalisierung, ist also für diesen Zweck ausreichend. Für die Berechnung der Horizontalabstände werden die Geographischen Koordinaten in das UTM Koordinatennetz umgerechnet. Das UTM Koordinatensystem (UTM: Universal Transverse Mercator) ist im Gegensatz zu den geographischen Koordinaten rechtwinklig, und die Einheit der Koordinatenachsen ist Meter. Daher ist die Entfernung zwischen zwei Punkten im UTM Koordinatennetz einfacher zu berechnen. Die Umrechnung erfolgte mit Hilfe der Datenbank des Softwarepakets „OASIS montaj®“.

UTM - Koordinaten Steinbruch Pauliberg: 600986 m Ost 5270828 m Nord								
Lokationen der Schüsse:								
Schussnr.	ZAMG		Single Event		JHD		Single event, 3D	
	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]	X [m]	Y [m]
1	611336	5268459	601348	5267277	601618	5269060	602500	5269000
2	599262	5270465	601850	5268731	602742	5269302	602500	5272000
3	610415	5277336	604643	5264000	604631	5264667	605500	5270000
4	609622	5279544	594111	5263376	587902	5265614	599500	5272000
5	599167	5276022	601901	5270066	600928	5274162	602500	5272000
6	612862	5267377	597178	5273654	593842	5280047	598500	5274000
7	591410	5291458	597780	5269106	598046	5271222	598500	5271000
Mittelwerte	604868	5275809	599830	5268030	598530	5270582	601357	5271429
Abweichungen der Mittelwerte von den Schusskoordinaten:								
	6315 m		3027 m		2468 m		706 m	
Abweichungen der einzelnen Schüsse:								
Schussnr.	ZAMG		Single Event		JHD		Single event, 3D	
	Abweichung		Abweichung		Abweichung		Abweichung	
1	10618 m		3569 m		1878 m		2374 m	
2	1762 m		2268 m		2326 m		1915 m	
3	11457 m		7746 m		7158 m		4589 m	
4	12270 m		10139 m		14085 m		1893 m	
5	5503 m		1191 m		3335 m		1915 m	
6	12367 m		4742 m		11663 m		4030 m	
7	22744 m		3639 m		2966 m		2492 m	
Mittelwerte	10960 m		4756 m		6202 m		2744 m	
RMS	12525 m		5578 m		7695 m		2929 m	

Tabelle 9.1: Auswertung der Schusslokationen der vier Lokalisierungsmethoden.

Die Auswertung der berechneten Schusslokationen zeigt eine klare Verbesserung der relokaisierten Sprengungen gegenüber den ursprünglichen Standardlokationen. Die durchschnittliche Abweichung der ursprünglichen Lokationen beträgt über zehn Kilometer, bei den zwei auf das 1D Geschwindigkeitsmodell basierten Methoden ist dieser Fehlerwert auf fünf beziehungsweise sechs Kilometer etwa halbiert, eine weitere Verringerung der durchschnittlichen Abweichung um den Faktor zwei gelingt mit der Verwendung des 3D Geschwindigkeitsfeldes. Ein ebenso deutliches Bild zeigen die Abweichungen der Mittelwerte über die sieben Schüsse von den wahren Schusskoordinaten.

Da hier nicht die Abweichungen gemittelt werden, sondern die Abweichung des Mittelwerts betrachtet wird, zeigt das, ob die Fehler statistisch verteilt oder trendbehaftet sind. Liegt kein Trend in den Abweichungen, so muss der Mittelwert der Lokationen dem wahren Schusspunkt entsprechen. Auch hier sieht man eine Halbierung der Abweichung von sechs Kilometern auf etwa drei Kilometer für die Single Event und die JHD Lösung im 1D Modell, die Abweichung für die Lokation im 3D Modell beträgt nur noch etwa 700 Meter. Wenn man bedenkt, dass die wahre Schusslokation auf ± 220 Meter bestimmt ist, ist das bereits ein sehr gutes Ergebnis, die Fehler sind in diesem Fall also eher statistischer als systematischer Natur. Das spricht dafür, dass die Ersteinsatzzeiten gut, also mit geringem systematischem Fehler, bestimmt sind. Der systematische Fehleranteil bei den auf das 1D Modell beruhenden Lokationen ist, da sie auf denselben Ersteinsatzzeiten basieren, also auf das Geschwindigkeitsfeld zurückzuführen. Verwendet man die RMS-Abweichung als Fehlermaß, lässt sich der Horizontalfehler mit 12.5 km, 5.5 km, 7.5 km beziehungsweise 3 km für die offiziellen Lokationen des seismologischen Dienstes, die 1D Single Event, 1D JHD beziehungsweise 3D Single Event Technik angeben.

Der Vollständigkeit halber ist dazu noch zu sagen, dass bei einer Stichprobenanzahl von sieben eine statistische Auswertung an sich nicht zulässig ist, somit sind diese Ergebnisse nur als Abschätzung zu werten.

Als nächstes wird die Tiefengenaugigkeit betrachtet. Da die Sprengungen obertage abgetan wurden, ist der Referenzwert für die Tiefe null Kilometer. Die Tiefen der Lokationen des Seismologischen Dienstes scheinen auf diesen Wert festgelegt worden zu sein.

Schussnr.	ZAMG	Single Event	JHD	Single event, 3D
1	0.0	0.1	0.1	3.0
2	0.0	0.5	0.1	3.0
3	0.0	1.2	2.3	3.0
4	0.0	4.0	0.1	4.0
5	0.0	0.4	0.8	0.0
6	0.0	1.0	9.3	3.0
7	0.0	0.1	0.1	-2.0
Mittelwert	0.0	1.0	1.8	2.0
RMS	0.0	1.6	3.6	2.8

Tabelle 9.2: Tiefen der berechneten Schusslokationen. Alle Tiefenangaben in Kilometer, positiv nach unten gerichtet.

Die Tiefen werden bei allen Methoden gut abgebildet, einzig bei der JHD-Technik erscheint ein Schuss mit fast zehn Kilometern Tiefe (Schussnummer 6 mit 9.3 km; siehe Tabelle 9.2). Bei den Lokationen im 3D Modell wird einem Schuss eine negative Tiefe (Schussnummer 7 mit -2 km, siehe Tabelle 9.2) zugeordnet. Verwendet man die RMS-Abweichung als Fehlermaß, kann man die Fehler mit ± 1.6 , ± 3.6 beziehungsweise ± 2.8 km für die 1D Single Event, 1D JHD beziehungsweise 3D Single Event Technik angeben.

9.2 Fehleranalyse der Epizentrenverteilungen

Aus der Analyse der Sprengungen im Steinbruch Pauliberg geht hervor, dass die 3D Lokationen den Ort der wahren Quelle zumindest in der Ebene am besten abbilden. Unter der Annahme, dass die Abweichungen statistischer Natur, also nicht trendbehaftet sind und vorausgesetzt, das trifft auch auf die Epizentren der tektonischen Beben zu, kann man die durchschnittliche Abweichung zwischen den 3D Lokationen und den anderen Methoden als Fehlermaß heranziehen. Dazu werden die Lokationen wieder in UTM Koordinaten umgerechnet. Aus den Abweichungen erhält man allerdings nur ein Fehlermaß für die Lokationen der ZAMG, und der zwei auf das 1D Modell beruhenden Lokalisierungen. Betrachtet man die RMS Abweichung, erhält man in der Größenordnung konsistente Ergebnisse zu der Auswertung der Sprengungen (siehe Kap. 9.1), einzig der so erhobene Fehlerwert der mittels JHD Technik ermittelten Lokationen ist für die tektonischen Beben deutlich kleiner als für die Sprengungen. Das ist vermutlich darauf zurückzuführen, dass der Steinbruch außerhalb, und viele der Beben innerhalb des temporären CBP-Netzwerks liegen. Damit ist die JHD Technik auf die Beben besser anwendbar als auf die Sprengungen im Steinbruch.

Für die Lagegenauigkeiten ergeben sich damit 9.8, 4.5 beziehungsweise 4.8 km RMS Abweichung für die Lokationen des Seismologischen Dienstes, der Single Event beziehungsweise der JHD Methoden.

Event Nr.	Lokationen 3D - Eikonal Solver		Distanzen zu Lokationen von:		
			ZAMG	Single Event	JHD
1	565498	5287995	3023	2283	1824
3	557500	5293000	29206	5143	7239
5	596500	5298000	3614	3342	2652
6	597500	5300000	4979	3595	2582
9	642500	5331000	7090	1266	1395
10	562500	5296000	17310	2097	1579
11	647500	5342000	16807	9379	14493
13	608500	5307000	6854	776	1166
14	509500	5248000	4111	5574	905
15	511500	5249000	5877	7843	511
16	582500	5282000	5322	6640	7421
17	572500	5279000	1578	3597	1358
18	571500	5276000	2027	3202	4369
19	605500	5301000	9055	9870	9696
20	590500	5283000	2921	1669	279
21	580500	5299000	20543	722	3953
22	572500	5293000	4452	3179	3241
23	555500	5275000	4627	2180	4814
24	580500	5299000	2559	3082	1884
26	506500	5248000	5156	4704	3362
27	520500	5247000	6195	411	2374
28	574500	5285000	10938	3267	2468
29	586500	5287000	3282	3017	3724
30	560500	5275000	2568	2300	3351
31	592500	5295000	5454	3915	2131
32	591500	5291000	4084	5144	5552
Mittelwerte			7294	3777	3628
RMS			9756	4491	4775

Tabelle 9.3: Abweichungen der auf das 1D Modell basierenden Lokationen von den Lokationen aus dem 3D Geschwindigkeitsfeld.

9.3 Interpretation

Die im Rahmen dieser Arbeit behandelten Erdbeben sind in erster Linie der Mur-Mürztal Störung und der Vienna Basin Transfer Fault, die am Südrand des Zerrbeckens verläuft, zuzuordnen. Eine erste, grobe Klassifizierung kann unter Zuhilfenahme des Digitalen Geländemodells erfolgen, da die Mur-Mürztal Störung, wie auch der Beckensüdrand in der Topographie deutlich erkennbar sind. Eine solche „topographische Interpretation“ ist in Abbildung 9.1 exemplarisch anhand der Eikonal Solver Lokationen von Hausmann et al, 2010 durchgeführt.

Somit können die Erdbeben vorab in vier Gruppen unterteilt werden: Erdbeben im Mur-Mürztal (a), Erdbeben am Beckensüdrand (c), im Übergang zwischen a und c (b), und die vierte Gruppe sind jene Beben, die keiner der zuvor genannten Gruppen zuzuordnen sind. Dabei könnte es sich um Beben handeln, die dem Beckenwestrand zuzuordnen sind, es könnte sich auch um einen Cluster unter dem Schneebergmassiv handeln.

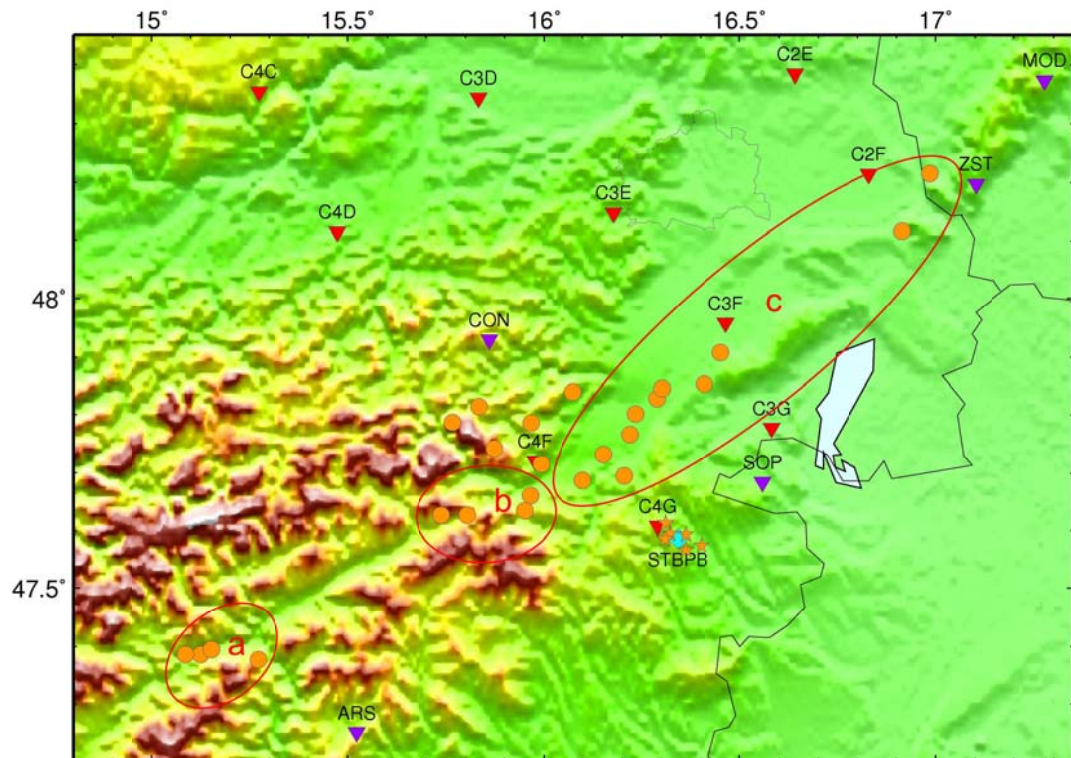


Abb. 9.1: Epizentrenverteilung der Eikonal solver Lösungen mit topographischer Interpretation.

Um zu beurteilen, welchen geologischen Einheiten oder Schichtgrenzen die Erdbeben zuzuordnen sind, wurden die Lokationen in ein bisher nicht veröffentlichtes dreidimensionales Modell der Geologie des Wiener Beckens eingezeichnet, das von der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt wurde. Das Modell basiert auf publizierten Daten (Wessely, 2006; Wessely, 1983.) und auf nicht publizierten Bohrungsdaten der OMV und wurde im Rahmen des Projekts „Transenergy“ erstellt.

In Abbildung 9.2 sind die Hypozentren der 1D Single-Event Lokalisierung dargestellt (farbige Quadrate, die Farbcodierung entspricht den Tiefen). Die Horizonte sind die Oberkante des Kristallins der Böhmisches Masse (Fläche 1; hellgrau) und die Oberkante der Zentralalpinen Einheiten, also der Beckensüdrand (Fläche 2; dunkelgrau). Hier erscheinen zwölf Erdbeben in der gedachten Verlängerung der Oberkante der Böhmisches Masse, also an der Kontaktfläche zwischen der Böhmisches Masse und dem Zentralalpin (siehe Abb. 9.2, a). Zwei weitere Hypozentren erscheinen tief in der Böhmisches Masse in der Verlängerung der Oberkante der Zentralalpinen Einheiten (b).

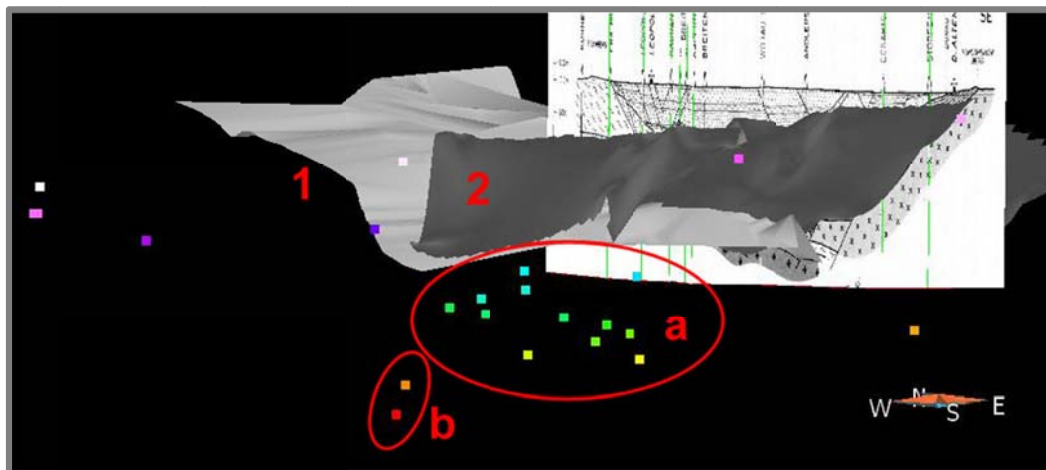


Abb. 9.2: 1D-Single Event Hypozentren und ausgewählte Horizonte aus einem 3D-Modell der Geologischen Bundesanstalt, 2-fach überhöht dargestellt. Blick von Süd-Südost, genauere Beschreibung siehe oben im Text; Profil: Wessely, 2006

Betrachtet man die mittels JHD-Technik erhaltenen Epizentren, ergibt sich ein ähnliches Bild (Abb. 9.3). Wieder ist eine Häufung von Hypozentren in der Verlängerung der Oberkante der Böhmisches Masse erkennbar (siehe Abb. 9.3a; a).

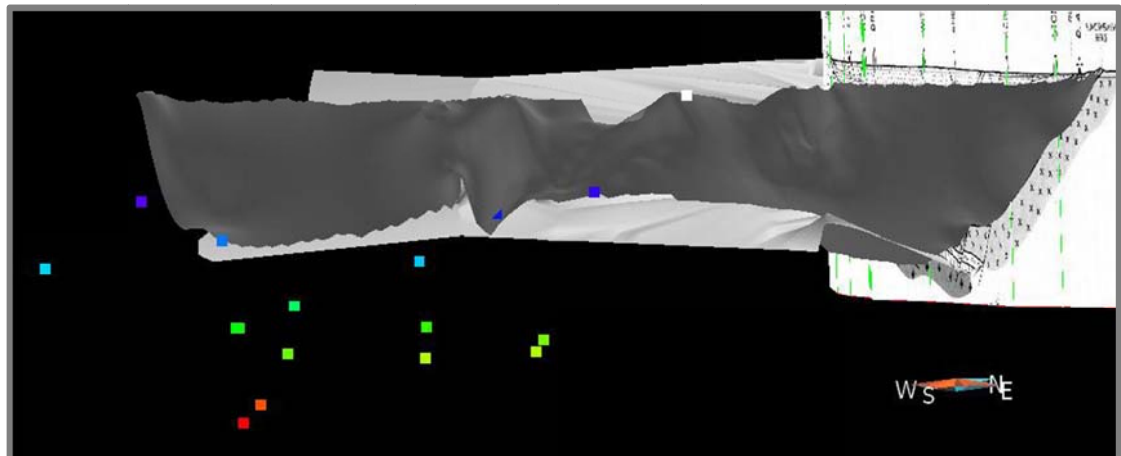
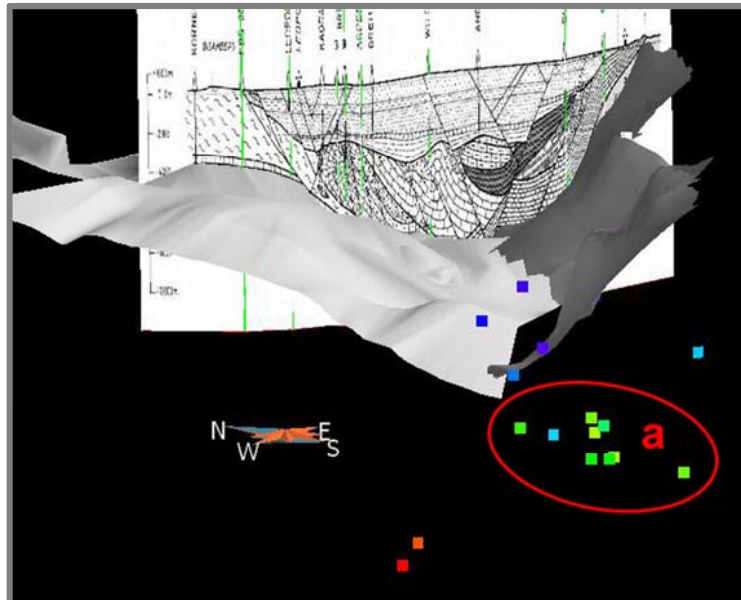


Abb. 9.3 a und b: JHD-Hypozentren und ausgewählte Horizonte aus einem 3D-Modell der Geologischen Bundesanstalt, wieder zweifach überhöht. Blickrichtung etwa Nordost (a, oben) beziehungsweise Nordwest (b, unten)

Auch die mittels Lösung der Eikonalgleichung erhaltenen Lokationen zeigen wieder dieselbe Häufung an Hypozentren in der Verlängerung der Oberkante der Böhmisches Masse an (siehe Abb. 9.4a; a), allerdings erscheinen hier auch mehrere Events knapp hinter dem Beckensüdrand (b), letztere zeigen möglicherweise eine systematische Abweichung, und sind vermutlich dem Beckensüdrand zuzuordnen.

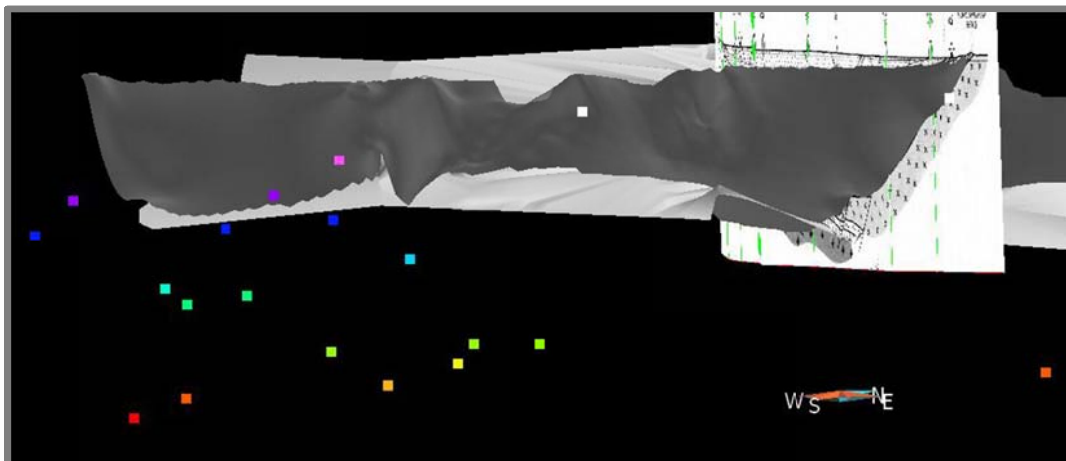
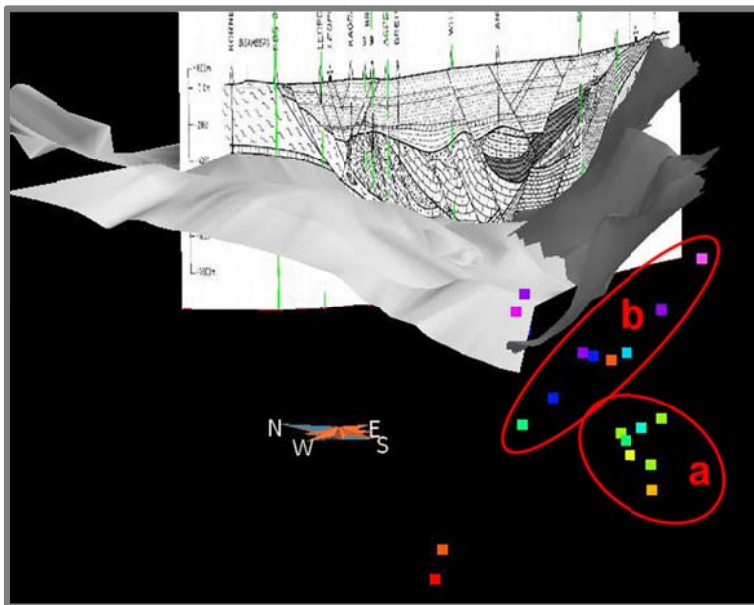


Abb. 9.4 a und b: Die „Eikonal-Solver Hypozentren“ nach Hausmann et al., wieder im 3D Modell der GBA. Die Blickrichtung ist wieder Nordost (a, oben) beziehungsweise Nordwest (b, unten).

10 Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse der Relokalisierung zeigen deutlich, dass die Qualität der berechneten Hypozentren hinsichtlich deren Lagegenauigkeit durch eine Verdichtung des seismologischen Netzwerks deutlich gehoben werden kann. Es wurde gezeigt, dass der Fehlerwert allein durch die Hinzunahme der im Rahmen des *Carpathian Basins Project* errichteten Seismometerstationen etwa halbiert werden kann. Durch die zusätzliche Verwendung des von Behm et al. ermittelten 3D Geschwindigkeitsfeld kann eine weitere Reduzierung des Fehlers um den Faktor zwei erzielt werden, wie in den Kapiteln „9.1 Analyse der Sprengungen im Steinbruch Pauliberg“ und „9.2 Fehleranalyse der Epizentrenverteilung“ nachzulesen ist. Im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht, aber vermutlich dennoch interessant ist der Punkt, inwieweit sich die Verwendung des 3D Geschwindigkeitsfeldes ohne Verdichtung des Messnetzes auf die Lokationsgenauigkeit auswirkt. Von der Berechnung der Herdflächenlösungen wurde bei dieser Arbeit abgesehen, da aufgrund der Qualität des vorliegenden Datenmaterials keine zufrieden stellenden Ergebnisse zu erwarten waren, siehe dazu Kapitel „6.1.1 Beurteilung der Datenqualität“. Dem ist noch hinzuzufügen, dass für die Berechnung der Herdflächenlösungen nicht der Zeitpunkt des Ersteinsatzes, sondern dessen Richtung ausschlaggebend ist. Bei niedrigem Signal zu Rausch Verhältnis kann zwar oft noch der Zeitpunkt des Ersteinsatzes mit zufrieden stellender Genauigkeit bestimmt werden, nicht jedoch die Erstausschlagsrichtung.

Schlussfolgerungen

Nach der Interpretation des Autors liegt ein Schwerpunkt der Seismizität im Grundgebirge, möglicherweise an der Grenzfläche zwischen Böhmischer Masse und Zentralalpinen Einheiten. Um diese Hypothese zu untermauern wären die Herdflächenlösungen hilfreich. Abgesehen davon war der Beobachtungszeitraum mit gerade einmal siebzehn Monaten sehr kurz, um eine gute Interpretation liefern zu können. Auf der folgenden Seite sind noch die Lokationen des seismologischen Dienstes und die Ergebnisse der drei Lokalisierungen tabellarisch dargestellt.

Event Nr.	seismologischer Dienst						1D Single Event			1D JHD			3D Eikonal solver		
	Datum	Herdzeit	Longitude [°]	Latitude [°]	Tiefe [km]	Magnitude	Longitude [°]	Latitude [°]	Tiefe [km]	Longitude [°]	Latitude [°]	Tiefe [km]	Longitude [°]	Latitude [°]	Tiefe [km]
1	2006-04-15	13:17:39	15.9	47.7	7.8	2.2	15.9	47.7	4.8	15.9	47.7	7.0	15.9	47.7	5.0
2	2006-05-08	10:46:42	16.5	47.6	0.0	1.7	16.3	47.6	0.1	16.4	47.6	0.1	16.4	47.6	3.0
3	2006-05-16	11:41:25	16.2	47.8	6.0	1.5	15.8	47.8	17.2	15.8	47.8	15.9	15.8	47.8	19.0
4	2006-06-01	12:17:11	16.3	47.6	0.0	1.8	16.4	47.6	0.5	16.4	47.6	0.1	16.4	47.6	3.0
5	2006-06-30	17:55:08	16.3	47.9	0.0	2.8	16.2	47.8	12.8	16.3	47.9	12.6	16.3	47.8	16.0
6	2006-07-01	11:43:13	16.2	47.9	8.0	2.7	16.3	47.8	14.3	16.3	47.8	13.2	16.3	47.8	15.0
7	2006-07-05	08:38:03	16.5	47.6	0.0	2.0	16.4	47.5	1.2	16.4	47.5	2.3	16.4	47.6	3.0
8	2006-07-27	10:00:57	16.5	47.7	0.0	2.2	16.3	47.5	4.0	16.2	47.5	0.1	16.3	47.6	4.0
9	2006-08-23	10:27:12	16.9	48.2	0.0	1.5	16.9	48.1	1.3	16.9	48.1	0.1	16.9	48.1	-2.0
10	2006-08-24	13:29:07	16.1	47.9	0.0	1.5	15.9	47.8	15.6	15.8	47.8	16.9	15.8	47.8	18.0
11	2006-08-29	10:18:04	16.8	48.3	0.0	1.9	16.9	48.3	15.4	16.8	48.3	9.9	17.0	48.2	18.0
12	2006-09-20	09:22:16	16.3	47.6	0.0	1.8	16.4	47.6	0.4	16.3	47.6	0.8	16.4	47.6	0.0
13	2006-11-07	15:39:01	16.5	47.9	8.0	1.5	16.5	47.9	2.4	16.5	47.9	0.1	16.5	47.9	-2.0
14	2006-11-08	21:16:29	15.1	47.4	3.6	2.3	15.1	47.3	2.0	15.1	47.4	0.1	15.1	47.4	-2.0
15	2006-11-12	19:26:22	15.1	47.4	4.9	3.0	15.1	47.3	2.0	15.1	47.4	0.1	15.2	47.4	3.0
16	2006-11-25	17:18:42	16.2	47.7	8.0	1.8	16.1	47.6	10.5	16.1	47.6	12.5	16.1	47.7	6.0
17	2006-12-22	07:55:13	16.0	47.7	12.4	2.3	15.9	47.6	10.3	15.9	47.7	11.3	16.0	47.7	12.0
18	2006-12-22	08:01:49	16.0	47.6	14.4	2.3	15.9	47.6	9.2	15.9	47.7	11.3	16.0	47.6	11.0
19	2007-01-11	01:32:30	16.3	47.9	9.6	1.7	16.3	47.9	4.0	16.3	47.9	5.2	16.4	47.9	15.0
20	2007-02-05	11:30:58	16.2	47.7	7.5	2.1	16.2	47.7	8.3	16.2	47.7	7.9	16.2	47.7	4.0
21	2007-02-06	13:36:18	15.9	48.0	0.0	1.7	16.1	47.8	8.8	16.1	47.8	5.0	16.1	47.8	8.0
22	2007-02-26	04:19:34	16.0	47.8	7.0	1.9	15.9	47.8	10.7	16.0	47.8	5.5	16.0	47.8	12.0
23	2007-03-05	16:11:31	15.8	47.6	11.6	2.0	15.7	47.6	4.8	15.7	47.6	8.0	15.7	47.6	8.0
24	2007-03-22	16:32:42	16.1	47.8	0.0	1.6	16.1	47.8	13.8	16.1	47.8	11.9	16.1	47.8	6.0
25	2007-03-26	10:33:53	16.5	47.6	0.0	2.0	16.3	47.6	1.0	16.3	47.7	9.3	16.3	47.6	3.0
26	2007-04-08	20:32:27	15.1	47.3	4.8	2.3	15.1	47.3	0.3	15.1	47.4	0.1	15.1	47.4	-2.0
27	2007-05-20	07:28:58	15.2	47.4	8.0	2.0	15.3	47.4	4.0	15.3	47.4	0.5	15.3	47.4	11.0
28	2007-07-02	16:12:42	16.1	47.7	8.0	1.5	16.0	47.7	9.1	16.0	47.7	10.3	16.0	47.7	8.0
29	2007-07-09	10:19:52	16.2	47.8	12.1	2.6	16.2	47.8	12.8	16.2	47.8	13.3	16.2	47.7	15.0
30	2007-07-16	00:00:43	15.8	47.6	9.0	2.6	15.8	47.6	0.6	15.8	47.7	4.7	15.8	47.6	6.0
31	2007-07-20	06:20:24	16.2	47.8	7.5	2.0	16.2	47.8	11.9	16.2	47.8	6.0	16.2	47.8	10.0
32	2007-07-20	07:41:59	16.2	47.8	8.0	1.9	16.2	47.8	3.5	16.2	47.8	2.9	16.2	47.8	17.0
33	2007-08-08	13:12:59	16.2	47.8	0.0	1.7	16.3	47.6	0.1	16.3	47.6	0.1	16.3	47.6	-2.0

Tabelle 10.1: Lokationen der vier behandelten Lokalisierungsverfahren

11 Literaturverzeichnis

Behm et al; Application of stacking and inversion techniques to 3D wide-angle reflection and refraction seismic data of the Eastern Alps, Geophysical Journal International 170(1), S. 275 - 298, 2007

Behm, M.; 3-D modelling of the crustal S-wave velocity structure from active source data: application to the Eastern Alps and the Bohemian Massif, Geophysical Journal International 179(1), S. 265 - 278, 2009

Červený, Vlastislav, 2001. Seismic Ray Theory. Cambridge University Press.

Decker et al.; Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform fault, Quaternary Science Reviews 24, S. 307 - 322, 2005

Douglas, A.; Joint Epicentre Determination; Nature 215, S. 47 - 48, 1967

Eaton, J. P.; Hypolayr, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space, Open File Report, U.S. Geological Survey, 155 pp., 1969

Faupl, Peter, 2000. Historische Geologie. WUV-Universitätsverlag, Wien.

Gutdeutsch, R. et al; Schätzwerte der Magnitude eines Erdbebens auf Grund der Maximalintensität und anderer Herdparameter aus Erdbebenkatalogen, Mitt. der DGG 4/2000, 2000

Hammerl und Lenhardt, 1997. Erdbeben in Österreich. Leykam.

Hausmann et al; New seismic data improve earthquake location in the Vienna Basin area, Austria, Austrian Journal of Earth Sciences 103/2, S. 2 - 14, 2010

Hinsch, R. und Decker, K.; Do seismic slip deficits indicate an underestimated earthquake potential along the Vienna Basin Transfer Fault System?, Terra Nova, 15, S. 343 - 349, 2003

Kissling, E.; Program VELEST User's Guide - Short Introduction; Institute of Geophysics, ETH Zürich, 1995

Lay, Thorne und Wallace, Terry C., 1995. Modern Global Seismology. Academic Press, London

Lee, W. H. K., and J. C. Lahr; HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, Open File Report, U.S. Geological Survey, 1975

Lomax, A., J. Virieux, P. Volant und C. Berge, 2000. Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in Advances in Seismic Event Location Thurber, C. H., und N. Rabinowitz (Hrsg.), Kluwer, Amsterdam, 101-134.

Rietbrock und Scherbaum, 1998. The GIANT analysis system (Graphical Interactive Aftershock Network Toolbox), Seismol. Res. Lett, 69(1), 40-45]

Schopper, T.; Struktureologische Untersuchungen als Hilfe für die tektonische Deutung des Bewegungsmechanismus des Wiener Beckens, Mitt. österr. geol. Ges. 84, S. 101-134, 1992

Wessely, G.; Zur Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone; Mitt. österr. geol. Ges. 76, S. 27 - 68, 1983

WESSELY, G. (1988): Structure and development of the Vienna Basin in Austria. — [In]: L. ROYDEN & F. HORVATH [Hrsg.]: The Pannonian Basin, a Study in Basin Evolution. — Mem. amer. Assoc. Pet. Geol., Mem. 45, S. 333-346, 10 Abb., Tulsa/Oklah. - Budapest.

Wessely, G.; Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich; Geologische Bundesanstalt, 2006

Willmore, P. L. (Hrsg); Manual of Seismological Observatory Practice, Report SE-20, World Data Center A, 1979

12 Curriculum vitae

Stefan Hoyer

Walzengasse 44

2380 Perchtoldsdorf

0043 (0) 650/88 53 278

stefan.hoyer@geologie.ac.at

Persönliche Daten

Nationalität:	Österreich
Geburtsdatum:	13.08.1981
Geburtsort:	Wien

Bildungsweg

Seit Oktober 2003:	Diplomstudium Geophysik an der Universität Wien
2002:	Matura mit gutem Erfolg an der HBLA für Tourismus Bergheidengasse, Wien

Arbeitserfahrung

Seit Februar 2011:	Geologische Bundesanstalt, Wien
2006 – Ende 2010:	RAG – Rohöl Aufsuchungs AG, Wien

Ferialpraktika bei der EVN Wasser, Maria Enzersdorf
und der Rohöl Aufsuchungs AG, Wien

Während der Schulausbildung diverse Praktika in der Gastronomie/Hotellerie

Sprachkenntnisse

Deutsch:	Muttersprache
Englisch:	Sehr Gut

EDV-Kenntnisse

Windows, MS Office:	Sehr Gut
Solaris, UNIX:	Gute Anwenderkenntnisse
Gut im Umgang mit Grundlagenkenntnisse in	Surfer, Grapher, GeoLogger Promax, Petrel, SPW, Petrosys, Oasis montaj, COMSOL Multiphysics

Programmiererfahrung

Matlab, Octave:	Gut
csh, bash - scripting:	Gut